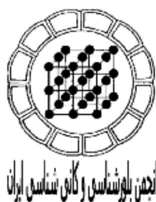
مجله بلورشناسی و کانی شناسی ایران

مقاله پژوهشی

سال بیست و هشتم، شمارهٔ اول، بهار ۹۹، از صفحهٔ ۲۱۷ تا ۲۳۲




# بررسی زمین شیمیایی و میانبار سیال مس-طلای فراگرمایی کالچویه در بخش میانی کمان ماگمایی ارومیه-دختر

منا صامتی[1]، حسن زمانیان*[1]، هوشنگ اسدی هارونی[2]

۱- گروه زمین شناسی، دانشکده علوم پایه، دانشگاه لرستان

۲- گروه مهندسی معدن، دانشکده مهندسی معدن، دانشگاه صنعتی اصفهان

(دریافت مقاله: ۹۸/۲/۸، نسخه نهایی: ۹۸/۵/۱۲)

**چکیده:** کانسار مس– طلای کالچویه در بخش مرکزی کمان ماگمایی ارومیه-دختر قرار دارد. میزبان این کانه‌زایی بیشتر سنگ‌های دیوریتی، کوارتز دیوریتی و آندزیتی هستند. کانه‌زایی در مرحله درونزادی با کالکوپیریت، پیریت، گالن و مگنتیت مشخص می‌شود که در مرحله برونزاد با ایجاد کالکوسیت، کوولیت، مالاکیت، و گوئتیت ادامه می‌یابد. بر اساس بررسی‌های زمین شیمیایی، مقدار $La_n/Yb_n$ بین ۲٫۲ تا ۶٫۳ و $Eu/Eu^*$ از ۰٫۷ تا ۱٫۱ متغیر است. توده‌های درونی میزبان کانه‌زایی در منطقه کالچویه ویژگی ماگماهای پهنه‌های فرورانش، یعنی غنی‌شدگی از عناصر سنگ دوست بزرگ یون (LILE) و تهی شدگی از عناصر با شدت میدان بالا (HFSE) با بی-هنجاری منفی در Ti را نشان می‌دهند. داده‌های میانبارهای سیال، دمای $^{\circ}C$ ۳۱۰-۱۵۰، شوری ۴-۰٫۱ (درصد وزنی نمک طعام) و ژرفای حدود ۴۰۰ متر را برای کانه‌زایی در کانسار کالچویه نشان می‌دهند. روند تکاملی سیال در کانسار کالچویه سردشدگی، رقیق-شدگی سطحی و جوشش را نشان می‌دهد. شواهدی از جمله بافت‌های نواری و شانه‌ای در کوارتز، کلسیت تیغه‌ای، برش گرمابی، دگرسانی پروپلیتی و شواهد میانبارهای سیال چون دما و شوری ماهیت فراگرمایی سولفیدشدگی پایین برای کانسار کالچویه را تایید می‌کند.

**واژه‌های کلیدی:** *میانبار سیال؛ سولفیدشدگی پایین؛ فراگرمایی؛ کالچویه؛ ارومیه – دختر.*

**مقدمه**

طیف گسترده‌ای از کانسارهای مس– طلای پورفیری و فراگرمایی در نزدیکی توده‌های درونی و آتشفشانی در کمان-های ماگمایی قاره‌ای وجود دارند که بازتابی از برهمکنش‌های بین ماگماهای وابسته، سنگ میزبان و سیال‌های کانه‌دار هستند [۱، ۲]. در ایران، چنین کانه‌زایی‌ها بیشتر در کمان ماگمایی ارومیه– دختر به چشم می‌خورند [۳-۵]. بخش نوزا– پلیستوسن کمربند آتشفشانی ایران مرکزی با نام کمان ماگمایی ارومیه– دختر (UDMA) (شکل ۱ الف) [۶] از زنجیره‌های آتشفشان چینه‌ای و نفوذی‌های گرانیتوئیدی تشکیل شده است که مهم‌ترین ذخایر مس ایران را در خود دارد [۷-۹]. کمان ماگمایی ارومیه دختر به عنوان بخشی از کوهزاد زاگرس، توسط فرورانش صفحه عربی به زیر صفحه ایران مرکزی طی فاز کوهزایی آلپی ایجاد شده است [۷، ۱۰-۱۲]. کانسار مس- طلای کالچویه در استان اصفهان و در ۳۰ کیلومتری جنوب شرق شهرستان کوهپایه قرار دارد. ذخیره اصلی این کانسار ۳۹۰ هزار تن با عیار ۰۹٫۹٪ مس و 1٫1ppm طلا برآورد شده است. منطقه مورد بررسی پیش‌تر توسط حسینی دینانی و همکاران [۵] به منظور ارزیابی کنترل کننده‌های ساختاری دخیل در کانه‌زایی و محوری و همکاران [۱۳] از نظر کانی‌شناسی و میانبارهای سیال برای دستیابی به ویژگی‌های فیزیکوشیمیایی سیالی که کانه‌زایی را ایجاد کرده،

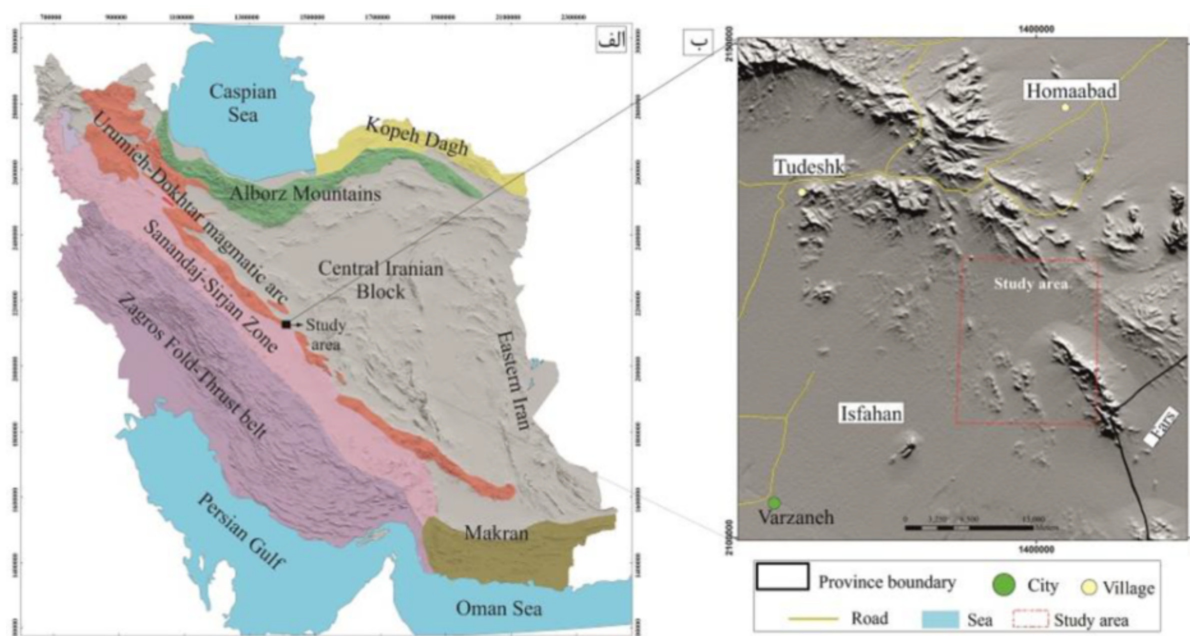
*نویسنده مسئول، تلفن: ۰۹۱۸۸۱۲۰۳۱۰، پست الکترونیکی: Hassanzamanian@yahoo.com



[ DOR: 20.1001.1.17263689.1399.28.1.15.5 ]

[ DOI: 10.29252/ijcm.28.1.217 ]

[ DOR: 20.1001.1.17263689.1399.28.1.15.5 ]
[ DOI: 10.29252/ijcm.28.1.217 ]




**شکل ۱** الف: واحدهای زمین ساختی اصلی ایران نشان دهنده مکان قرارگیری کمان ماگمایی ارومیه دختر( UDMA) [۶] و ب: جایگاه جغرافیایی و راه‌های دسترسی به منطقه مورد بررسی.

بررسی شده است. در پژوهش حاضر، بر پایه تکامل زمین شیمیایی توده‌های نفوذی میزبان کانه‌زایی، همچنین ویژگی‌ها و تکامل سیال کانه‌ساز با استفاده از تجزیه و تحلیل‌های زمین شیمیایی و ریز دماسنجی میانبارهای سیال، فرایندهای زایش کانه‌زایی مس به ویژه شرایط دما و فشار طی کانه‌زایی در منطقه کالچویه بررسی شده است.

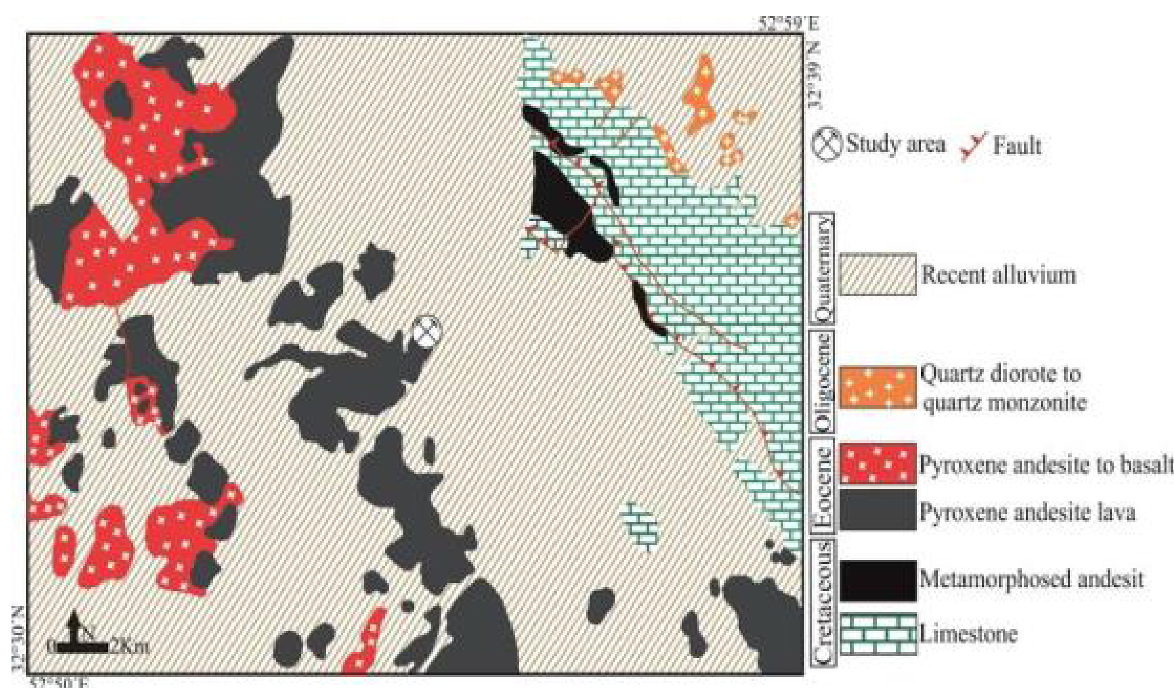
## زمین‌شناسی

### کمان ماگمایی ارومیه – دختر (UDMA)

کانسار کالچویه در بخش مرکزی کمان ماگمایی ارومیه- دختر (UDMA) قرار دارد. UDMA یک واحد زمین‌ساختی ماگمایی در کوهزاد زاگرس است که در بخش غربی قلمرو تتیس جای دارد [۱۴، ۱۵]. این کمان ماگمایی از کمان‌های آتشفشانی نوع آندی است و با گسترش طولی ۲۰۰۰ کیلومتر با روند شمال غرب – جنوب شرق بین قطعه ایران مرکزی (CIB) و پهنه سنندج – سیرجان (SSZ) قرار دارد [۱۶] و در نتیجه فرورانش صفحه عربی به زیر ایران مرکزی طی فاز کوهزایی آلپی تشکیل شده است [۱۰، ۱۱]. این فرورانش با روند شمال شرقی در کرتاسه پسین رخ داده و تا زمان بسته شدن نئوتتیس در ترشیری پایینی همچنان ادامه داشته است [۱۷]. بنابراین، فعالیت آتشفشانی، توده‌های درونی و کانه‌زایی در UDMA مربوط به فرورانش پوسته اقیانوسی نئوتتیس به زیر ایران مرکزی در طول گسل رورانده زاگرس هستند [۱۸، ۱۹]. فعالیت‌های آتشفشانی در UDMA در پالئوسن آغاز شده و در ائوسن به اوج خود رسیده‌اند [۶، ۹، ۲۰] به طوریکه بخش مهمی از سنگ‌های اتشفشانی UDMA (از قم تا بافت) در زمان ائوسن شکل گرفته‌اند، اما پس از یک دوره خاموشی و سکون، در زمان میوسن پسین- پلیو-کواترنری، تشکیل آن‌ها دوباره از سر گرفته شد [۲۱].

### کانسار کالچویه

کانسار مس – طلای کالچویه با عرض جغرافیایی ″۱۱′۵°۳۲ تا ″۴۰′۵۸°۳۲ شمالی و طول جغرافیایی ″۷′۹۱°۵۲ تا ″۵۹′۹۸°۵۲ شرقی در ۳۰ کیلومتری جنوب شرق شهرستان کوهپایه در استان اصفهان، قرار دارد (شکل ۱). چنان که در شکل ۲ دیده می‌شود، واحدهای سنگی این منطقه مربوط به دوران مزوزوئیک، سنوزوئیک و کواترنری است. قدیمی‌ترین سنگ‌های برونزد یافته در منطقه مورد بررسی، رسوب‌های کرتاسه و سنگ‌های آذرین هستند که معادل چینه شناسی آن-ها سازند تفت است. کرتاسه پیشین شامل سنگ‌های آذرین بیرونی متوسط تا اسیدی مانند آندزیت و داسیت است که به صورت بین چینه‌ای با آهک‌های کرتاسه قرار گرفته‌اند [۶].




**شکل ۲** نقشه زمین شناسی منطقه کالچویه (اصلاح برگرفته از مرجع [۱۷] با تغییرات)

واحدهای سنگی کرتاسه پسین در برگیرنده ریولیت، داسیت و آندزیت هستند. توده‌های درونی در کانسار کالچویه، در شمال شرقی این منطقه واقع شده و شامل کوارتز دیوریت، دیوریت و گرانودیوریت به سن الیگومیوسن هستند که در واحدهای آتشفشانی و سنگ‌های کرتاسه نفوذ کرده‌اند [۵، ۲۲]. فاز آتشفشانی دوره پلیو- پلیستوسن از نوع خشکی‌زایی در شمال غرب منطقه مورد بررسی است که سنگ‌های آندزیتی، تراکی آندزیتی و آندزیت بازالت به چشم می‌خورند. واحد آتشفشانی وابسته به ائوسن با جنس آندزیت میزبان اصلی کانه‌زایی مس در کانسار مس – طلای کالچویه است. گفتنی است که آندزیت‌های ائوسن در کانسار کالچویه دستخوش دگرسانی‌های گرمابی متوسط تا شدید شده‌اند. تشکیلات سنوزوئیک بر اثر حرکت‌های مهم زمین‌ساختی و فازهای مهم کوهزایی چین خورده‌اند؛ برای مثال، فاز کوهزایی لارامید چین‌خوردگی و گسلش سنگ‌های پیش از ائوسن را ایجاد کرده است. گسل‌های راستا لغز با روند شمال غرب – جنوب شرق از جمله ویژگی-های ساختاری عمده در منطقه مورد بررسی به شمار می‌روند. آخرین فعالیت‌های دیده شده در منطقه مربوط به ایجاد تراورتن‌های کواترنری برآمده از چشمه‌های آب گرم در اطراف منطقه مورد بررسی است و در پایان رسوب‌های آبرفتی عهد حاضر دیده می‌شوند.

**روش بررسی**

پس از بازدیدهای صحرایی و سنگ‌نگاری، ۲۶ مقطع نازک به منظور بررسی‌های کانی شناسی و ۴۰ مقطع نازک-صیقلی برای بررسی‌های کانه‌نگاری تهیه شد که در آزمایشگاه مرکزی دانشگاه لرستان با استفاده از میکروسکوپ Lika بررسی شدند. به‌منظور بررسی‌های ریزدماسنجی تعداد ۱۰ مقطع دوبر صیقلی به ضخامت یک میلی‌متر از کانی کوارتز جمع آوری شده در منطقه تهیه شد. پس از بررسی‌های سنگ‌نگاری، نمونه‌ها برای ریزدماسنجی توسط دستگاه Linkam مدل THMSG600 با کنترل کننده گرمایی T95-Linkampad-LCDScreen و سیستم خنک کننده LNP95 که امکان کنترل سریع گرمایش و سرمایش و ثابت نگه داشتن دما را فراهم می‌نماید و بر میکروسکوپ المپوس نصب شده در بخش میانبار سیال آزمایشگاه مرکزی دانشگاه لرستان مورد بررسی شدند (جدول ۱). تعداد ۱۵ نمونه از توده‌های درونی و آتشفشانی منطقه به ویژه در نزدیکی افق‌های کانه‌زایی به روش طیف سنجی جرمی پلاسمای جفت شده القایی (ICP-MS) با حد تشخیص ۰/۰۲ تا ۰/۰۱ درصد وزنی برای اکسیدهای اصلی و عناصر کمیاب و ۰/۱ تا ۰/۰۱ ppm برای عناصر خاکی‌نادر (REE)، در آزمایشگاه دانشگاه علم و صنعت چین، پکن، تجزیه شدند (جدول ۲ و ۳).

**جدول ۱** داده‌های برآمده از آزمایش میانبارهای سیال بر نمونه‌های کوارتزی در کانسار کالچویه.

| نمونه | نوع میانبار سیال | تعداد | اندازه (µm) | Te | Tmice | Th (°C) | شوری (wt%NaCl eq.) | چگالی ($gr/cm^3$) | نوع همگن شدگی |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| K-S-A | نوع A | ۲۳ | ۵،۲ – ۴۷،۵ | (-۱۹،۳) تا (-۲۹،۷) | -۰،۱ تا -۱،۱ | ۱۹۴،۴ تا ۲۷۹ | ۰،۱۶ تا ۱،۳۳ | ۰،۷۵ تا ۰،۹۸ | مایع به بخار |
| | نوع B | ۷ | ۵ تا ۱۸ | (-۱۹،۳) تا (-۲۷،۵) | -۰،۱ تا -۱،۱ | ۱۹۵ تا ۲۷۰ | ۰،۱۶ تا ۱،۳۳ | ۰،۷۵ تا ۰،۹۸ | مایع به بخار |
| K-S-QV | نوع A | ۱۰ | ۵،۲ – ۴۹ | (-۲۱،۳) تا (-۲۵) | -۰،۱ تا -۱،۱ | ۲۵۰ تا ۲۷۶ | -۰،۱ تا -۱،۱ | ۰،۷۵ تا ۰،۹۸ | مایع به بخار |
| K-TN-7 | نوع A | ۱۰ | ۱۴،۲ تا ۱۸،۵ | (-۶،۵) تا (-۱۳،۵) | -۰،۱ تا -۱،۱ | ۲۵۸ تا ۲۹۸ | -۰،۱ تا -۱،۱ | ۰،۷۵ تا ۰،۹۸ | مایع به بخار |
| | نوع B | ۳ | ۱۴،۵ تا ۱۶ | (-۶،۵) تا (-۱۳،۵) | -۰،۶ تا -۱،۱ | ۲۵۵ تا ۲۷۰ | ۰،۱۶ تا ۱،۳۳ | ۰،۷۵ تا ۰،۹۸ | مایع به بخار |
| K-S-6 | نوع A | ۳۵ | ۱۷،۵ تا ۳۵ | (-۴،۷) تا (-۱۸،۵) | -۰،۱ تا -۰،۴ | ۲۵۸ تا ۳۱۰ | ۰،۱۶ تا ۱،۳۳ | ۰،۷۵ تا ۰،۹۸ | مایع به بخار |
| | نوع B | ۸ | ۵،۲ – ۱۶،۵ | (-۱۸،۶) تا (-۱۹،۵) | -۰،۴ تا -۱،۱ | ۲۸۸ تا ۳۰۵ | ۰،۱۶ تا ۱،۳۳ | ۰،۷۵ تا ۰،۹۸ | مایع به بخار |
| D-DH-4 | نوع A | ۲۲ | ۵،۲ – ۴۹ | (-۱۹،۳) تا (-۲۹،۷) | -۰،۱ تا -۱،۱ | ۲۰۵ تا ۳۱۰ | ۰،۱۶ تا ۱،۳۳ | ۰،۷۵ تا ۰،۹۸ | مایع به بخار |
| | نوع B | ۱۰ | ۱۴ تا ۱۹،۵ | (-۱۸،۶) تا (-۱۹،۵) | -۰،۱ تا -۱،۱ | ۱۸۵ تا ۲۹۸ | ۰،۱۶ تا ۱،۳۳ | ۰،۷۵ تا ۰،۹۸ | مایع به بخار |
| | نوع C | ۸ | ۸ تا ۲۰،۵ | (-۱۸،۶) تا (-۱۹،۵) | ۰ تا ۰،۲ | ۱۸۵ تا ۲۹۸ | - | ۰،۷۵ تا ۰،۹۸ | مایع به بخار |

**جدول ۲** مقادیر اکسید های اصلی (wt%) و عناصر کمیاب (ppm) در کانسار کالچویه.

| Sample No. | M-A-1 | M-A-2 | M-A-3 | M-A-4 | M-A-5 | M-A-6 | M-A-7 | M-A-8 | M-A-9 | M-A-10 | M-A-11 | K-S-5 | K-S-7 | K-TN-2 | K-TN-5 |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| Lithology | Di | Di | Di | Di | Di | Di | Di | Di | Di | Di | Di | An | An | Qz-Di | Qz-Di |
| Wt.% | | | | | | | | | | | | | | | |
| SiO2 | ۹۷/۵۷ | ۱۳/۵۸ | ۰۸/۵۸ | ۱۹/۵۸ | ۸۲/۵۸ | ۳۱/۵۸ | ۸۴/۵۷ | ۹۰/۵۶ | ۹۱/۵۶ | ۴۵/۵۶ | ۸۱/۵۶ | ۸۵/۵۹ | ۸۰/۶۱ | ۴۹/۶۲ | ۰۵/۵۹ |
| TiO2 | ۹۶/۰ | ۶۶/۰ | ۶۶/۰ | ۶۷/۰ | ۶۶/۰ | ۶۴/۰ | ۶۴/۰ | ۶۴/۰ | ۶۴/۰ | ۶۴/۰ | ۶۷/۰ | ۶۹/۰ | ۶۸/۰ | ۶۲/۰ | ۶۸/۰ |
| Al2O3 | ۸۲/۱۷ | ۸۴/۱۷ | ۹۷/۱۷ | ۰۹/۱۸ | ۵۸/۱۷ | ۹۵/۱۸ | ۸۷/۱۷ | ۷۸/۱۸ | ۸۷/۱۷ | ۹۸/۱۷ | ۷۳/۱۷ | ۹۵/۱۶ | ۰۹/۱۹ | ۵۹/۱۶ | ۸۰/۱۸ |
| FeO | ۲۶/۶ | ۴۴/۶ | ۸۴/۶ | ۲۲/۶ | ۹۵/۵ | ۱۵/۶ | ۰۱/۶ | ۸۹/۶ | ۵۶/۶ | ۵۳/۷ | ۲۳/۶ | ۹۶/۵ | ۸۸/۵ | ۶۷/۶ | ۵۵/۵ |
| MnO | ۱۹/۰ | ۱۱/۰ | ۱۲/۰ | ۱۲/۰ | ۲۳/۰ | ۱۴/۰ | ۱۸/۰ | ۱۴/۰ | ۱۴/۰ | ۱۵/۰ | ۱۴/۰ | ۱۶/۰ | ۱۱/۰ | ۱۲/۰ | ۱۴/۰ |
| MgO | ۵۱/۲ | ۱۳/۳ | ۱۶/۳ | ۲۰/۳ | ۱۱/۴ | ۹۶/۳ | ۵۸/۴ | ۵۵/۴ | ۱۰/۴ | ۲۴/۴ | ۰۹/۴ | ۵۴/۳ | ۰۴/۳ | ۳۹/۳ | ۸۶/۲ |
| CaO | ۵۷/۸ | ۸۱/۷ | ۹۴/۷ | ۸۱/۷ | ۹۸/۷ | ۴۵/۷ | ۹۴/۶ | ۸۸/۶ | ۹۲/۶ | ۲۹/۷ | ۸۸/۸ | ۹۵/۶ | ۴۲/۵ | ۰۵/۶ | ۸۲/۷ |
| Na2O | ۵۰/۲ | ۷۷/۲ | ۷۶/۲ | ۷۵/۲ | ۷۰/۲ | ۷۶/۲ | ۹۳/۲ | ۱۲/۳ | ۱۵/۳ | ۰۷/۳ | ۵۲/۳ | ۹۰/۲ | ۰۴/۲ | ۳۶/۲ | ۵۹/۲ |
| K2O | ۱۲/۲ | ۶۱/۲ | ۷۸/۱ | ۸۴/۱ | ۷۹/۱ | ۶۴/۱ | ۸۹/۱ | ۴۴/۱ | ۰۲/۱ | ۸۰/۱ | ۰۷/۱ | ۸۹/۱ | ۸۷/۱ | ۰۵/۱ | ۸۴/۱ |
| Total | ۹۰/۹۸ | ۵۰/۹۹ | ۳۱/۹۹ | ۹۰/۹۸ | ۳۳/۹۹ | ۹۱/۹۹ | ۸۰/۹۸ | ۳۳/۹۹ | ۱۵/۹۹ | ۱۸/۹۹ | ۱۴/۹۹ | ۹/۹۸ | ۳/۹۹ | ۰۳/۹۹ | ۴/۹۹ |
| | | | | | | | | | | | | | | | |
| ppm | | | | | | | | | | | | | | | |
| Rb | ۲۰/۵۴ | ۶۰/۳۵ | ۲۰/۴۵ | ۵۰/۴۲ | ۷۰/۴۳ | ۶۰/۳۶ | ۸۰/۴۳ | ۰۰/۲۹ | ۸۰/۲۷ | ۹۰/۲۰ | ۷۰/۳۱ | ۴۰/۷۹ | ۳۰/۹۸ | ۶۰/۲۳ | ۸۰/۲۵ |
| Sr | ۳۶۱ | ۳۸۰ | ۳۸۳ | ۳۷۶ | ۳۸۰ | ۳۷۷ | ۳۷۹ | ۳۲۶ | ۳۲۶ | ۳۸۲ | ۳۲۹ | ۲۳۷ | ۲۴۳ | ۴۹۴ | ۳۱۰ |
| Ba | ۷۶۱ | ۴۹۱ | ۵۶۱ | ۵۰۱ | ۵۳۱ | ۵۲۲ | ۵۲۵ | ۲۴۷ | ۲۳۶ | ۲۴۹ | ۲۷۰ | ۶۷۶ | ۶۲۵ | ۴۵۳ | ۵۳۹ |
| Cs | ۸۷/۲ | ۳۰/۲ | ۶۰/۲ | ۳۱/۱ | ۷۵/۲ | ۲۶/۱ | ۷۲/۲ | ۵۸/۲ | ۵۰/۲ | ۷۶/۱ | ۶۳/۲ | ۸۴/۲ | ۹۵/۱ | ۶۰/۲ | ۵۴/۱ |
| Zr | ۱۰۰ | ۱۰۳ | ۱۰۵ | ۱۰۴ | ۹۹ | ۱۰۱ | ۱۰۱ | ۷۹ | ۷۳ | ۷۲ | ۶۹ | ۳۴ | ۱۶۵ | ۴۳ | ۴۲ |
| Hf | ۰۰/۳ | ۰۰/۳ | ۰۰/۳ | ۹۶/۲ | ۰۰/۳ | ۹۱/۲ | ۸۵/۲ | ۳۱/۲ | ۲۰/۲ | ۱۰/۲ | ۱۴/۲ | ۵۰/۲ | ۱۰/۳ | ۲۲/۲ | ۱۱/۲ |
| Th | ۸۶/۱ | ۹۵/۱ | ۹۴/۱ | ۹۰/۱ | ۹۱/۱ | ۹۳/۱ | ۸۲/۱ | ۲۴/۲ | ۱۶/۲ | ۰۱/۲ | ۳۵/۲ | ۳۶/۲ | ۸۵/۱ | ۶۵/۱ | ۲۰/۲ |
| Pb | ۱۲۶۸ | ۱/۱۲۹۶ | ۱۳۴۵ | ۹/۱۲۳۸ | ۱۲۸۴ | ۴۵/۱۲۹۵ | ۵۸/۱۳۲۶ | ۵/۱۲۶۸ | ۰/۱۳۱۰ | ۳۵/۱۲۹۵ | ۴۵/۱۳۵۰ | ۰۸/۱۴۶۷ | ۱۱/۷۳۶ | ۸۱/۴۷۳ | ۲۷/۵۴۱۴ |
| Zn | ۳۹۶۴ | ۳۸۰۵ | ۳۴،۹ | ۳۷۹۳ | ۳۸۹۰ | ۳۸۵۶ | ۲۹۹۹ | ۳۹۵۱ | ۳۵۱۸ | ۲۹۷۵ | ۳۶۵۰ | ۳۷۲۳ | ۳۶۱۹ | ۶۱۱۶ | ۱۱۲۹۶ |
| Ta | ۲۰/۰ | ۲۰/۰ | ۲۰/۰ | ۲۰/۰ | ۲۰/۰ | ۲۰/۰ | ۲۰/۰ | ۲۰/۰ | ۲۰/۰ | ۲۰/۰ | ۲۰/۰ | ۲۰/۱ | ۸۰/۰ | ۷۰/۰ | ۹۰/۰ |
| Nb | ۸۶/۲ | ۹۱/۲ | ۰۰/۳ | ۸۰/۲ | ۸۲/۲ | ۹۱/۲ | ۸۰/۲ | ۱۵/۲ | ۰۰/۲ | ۰۰/۲ | ۰۰/۲ | ۵۰/۲۵ | ۵۰/۱۵ | ۵۲/۲ | ۴۱/۲ |
| Y | ۹/۲۳ | ۹/۲۴ | ۱/۲۵ | ۰/۲۵ | ۹/۲۳ | ۶/۲۴ | ۶/۲۴ | ۶/۱۹ | ۸/۱۸ | ۰/۱۹ | ۹/۲۰ | ۷/۱۶ | ۹/۱۷ | ۴/۱۸ | ۶/۲۱ |
| U | ۷۱/۰ | ۸۴/۰ | ۶۳/۰ | ۶۱/۰ | ۵۷/۰ | ۵۸/۰ | ۶۴/۰ | ۶۸/۰ | ۶۶/۰ | ۶۶/۰ | ۷۴/۰ | ۷۹/۰ | ۵۸/۰ | ۶۵/۰ | ۶۹/۰ |
| Ni | ۱۰/۰ | ۱۳ | ۸ | ۵ | ۸ | ۵ | ۹ | ۱۷ | ۱۳ | ۸ | ۱۰ | ۲۶ | ۲۸ | ۱۹ | ۲۱ |
| Co | ۴/۲۲ | ۶/۲۲ | ۰۱/۲۲ | ۵/۲۱ | ۲۱۹ | ۲۲۸ | ۲۱۲ | ۲۳۵ | ۹/۱۹ | ۳/۲۲ | ۶/۲۱ | ۴۵/۲۸ | ۹/۲۷ | ۶۱/۳۴ | ۷۸/۳۴ |
| V | ۱۶۲ | ۱۶۵ | ۱۶۵ | ۱۶۴ | ۱۶۳ | ۱۶۷ | ۱۶۱ | ۲۰۶ | ۲۰۳ | ۲۱۰ | ۱۷۸ | ۱۵۳ | ۱۰۳ | ۱۸۷ | ۲۰۳ |
| Au | ۴۱۸ | ۳۲۵ | ۵۶۲ | ۳۹۸ | ۴۸۵ | ۵۱۶ | ۴۸۹ | ۴۳۲ | ۳۹۷ | ۵۹۸ | ۶۸۷ | ۷۸۴ | ۶۱۴ | ۵۹۶ | ۶۴۵ |
| Cu | ۷۹۵ | ۷۵۶ | ۷۴۸ | ۸۱۰ | ۷۹۸ | ۸۰۶ | ۷۹۵ | ۷۴۶ | ۷۶۸ | ۸۳۹ | ۷۵۹ | ۷۴۰ | ۳۲۱ | ۶۱۶ | ۲۱۲۹ |
| Ag | ۵۰/۴ | ۹۲/۴ | ۵۳/۴ | ۵۰/۳ | ۱۱/۴ | ۵۰/۴ | ۹۵/۳ | ۵۰/۴ | ۶۳/۴ | ۱۰/۳ | ۲۶/۴ | ۸۹/۴ | ۰۷/۴ | ۱۷/۱ | ۹۳/۰ |
| As | ۶۹/۰۰ | ۷۹/۰۰ | ۸۴/۰۰ | ۷۵/۰۰ | ۸۵/۰۰ | ۰۰۶۲ | ۸۴/۰۰ | ۸۳/۰۰ | ۷۱/۰۰ | ۶۴/۰۰ | ۷۹/۰۰ | ۸۹/۰۰ | ۸۲/۰۰ | ۶۹/۰۰ | ۹۸/۰۰ |
| Sn | ۱۰/۱ | ۱۰/۱ | ۹۰/۰ | ۳۰/۱ | ۹۴/۰ | ۹۷/۰ | ۲۰/۱ | ۲۰/۱ | ۸۹/۰ | ۱۱/۱ | ۹۸/۰ | ۱۰/۱ | ۲۰/۱ | ۸۷/۰ | ۹۶/۰ |
| W | ۰۰/۲ | ۹۰/۰ | ۸۴/۰ | ۸۸/۰ | ۷۵/۰ | ۷۹/۰ | ۹۴/۰ | ۹۷/۰ | ۸۸/۰ | ۹۵/۰ | ۱۱/۱ | ۹۴/۰ | ۳۳/۱ | ۸۴/۰ | ۸۷/۰ |
| Sr/Y | ۱۰/۱۵ | ۱۵،۲۶ | ۲۵/۱۵ | ۰۴/۱۵ | ۹۰/۱۵ | ۳۲/۱۵ | ۴۱/۱۵ | ۶۳/۱۶ | ۳۴/۱۷ | ۱۰/۲۰ | ۸۰/۱۵ | ۲/۱۴ | ۴۰/۱۳ | ۰/۲۷ | ۳۰/۱۴ |



[ DOR: 20.1001.1.17263689.1399.28.1.15.5 ]

[ DOI: 10.29252/ijcm.28.1.217 ]

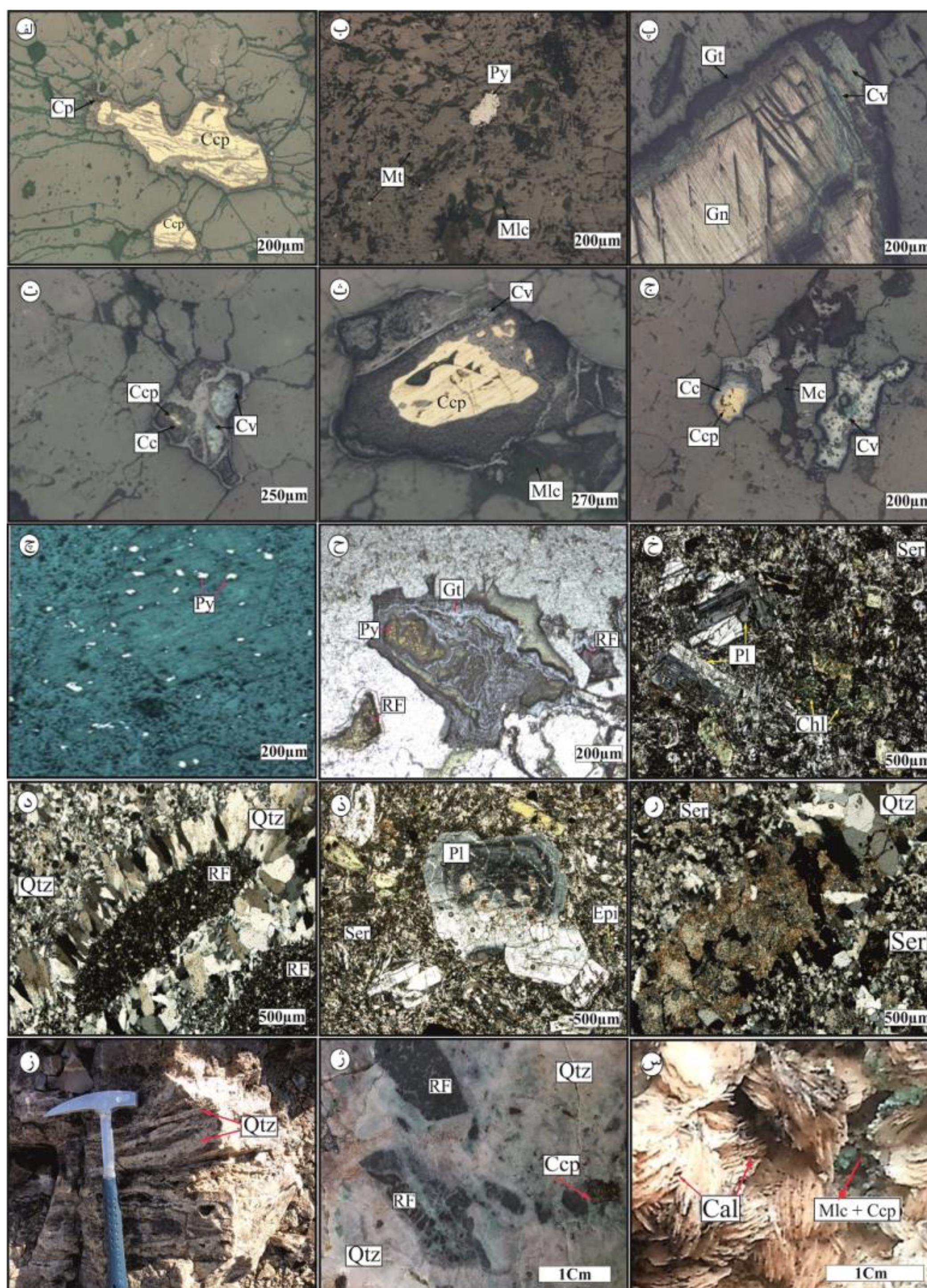
**جدول ۳** مقادیر عناصر خاکی نادر (ppm) در کانسار کالچویه

| Sample No. | M-A-1 | M-A-2 | M-A-3 | M-A-4 | M-A-5 | M-A-6 | M-A-7 | M-A-8 | M-A-9 | M-A-10 | M-A-11 | K-S-5 | K-S-7 | K-TN-2 | K-TN-5 |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| Lithology | Di | Di | Di | Di | Di | Di | Di | Di | Di | Di | Di | An | An | Qz-Di | Qz-Di |
| ppm | | | | | | | | | | | | | | | |
| La | ۸۰/۱۱ | ۴۰/۱۲ | ۴۰/۱۲ | ۲۰/۱۲ | ۸۰/۱۱ | ۴۰/۱۲ | ۱۰/۱۲ | ۶۰/۷ | ۳۰/۷ | ۱۰/۷ | ۷۰/۷ | ۵۰/۷ | ۸۰/۵ | ۳۰/۸ | ۷۰/۹ |
| Ce | ۷۰/۲۶ | ۶۰/۲۷ | ۱۰/۲۸ | ۶۰/۲۷ | ۸۰/۲۶ | ۰۰/۲۷ | ۰۰/۲۷ | ۵۰/۱۶ | ۱۰/۱۶ | ۸۰/۱۵ | ۱۰/۱۷ | ۶۰/۱۶ | ۸۰/۱۳ | ۴۰/۲۱ | ۳۰/۲۳ |
| Pr | ۵۹/۳ | ۶۱/۳ | ۷۲/۳ | ۶۳/۳ | ۶۱/۳ | ۶۸/۳ | ۵۴/۳ | ۲/۲ | ۰۹/۲ | ۲۰/۲ | ۱۹/۲ | ۵۹/۱ | ۵۷/۱ | ۹۱/۲ | ۴۲/۳ |
| Nd | ۳۲/۱۵ | ۴۴/۱۵ | ۹۱/۱۵ | ۱۰/۱۵ | ۳۵/۱۵ | ۵۰/۱۵ | ۸۷/۱۴ | ۴۱/۹ | ۰۰/۹ | ۹۱/۸ | ۰۰/۱۰ | ۴۰/۹ | ۰۰/۶ | ۱۱/۱۰ | ۵۰/۱۰ |
| Sm | ۹۱/۳ | ۱۴/۴ | ۹۶/۳ | ۸۴/۳ | ۹۱/۳ | ۹۳/۳ | ۶۵/۳ | ۷۶/۲ | ۵۶/۲ | ۵۶/۲ | ۷۴/۲ | ۷۵/۲ | ۵۶/۱ | ۵۰/۲ | ۰۰/۲ |
| Eu | ۱۱/۱ | ۱۷/۱ | ۰۲/۱ | ۰۸/۱ | ۱۱/۱ | ۱۲/۱ | ۰۵/۱ | ۹۱/۰ | ۸۸/۰ | ۹/۰ | ۸۹/۰ | ۹۶/۰ | ۷۹/۰ | ۱۵/۱ | ۰۰/۱ |
| Gd | ۲۸/۴ | ۱۸/۴ | ۲۰/۴ | ۲۶/۴ | ۰۳/۴ | ۳۰/۴ | ۱۸/۴ | ۹۵/۲ | ۰۱/۳ | ۸۸/۲ | ۹۱/۲ | ۲۰/۲ | ۲۵/۲ | ۰۸/۳ | ۳۴/۳ |
| Tb | ۷۲/۰ | ۷۱/۰ | ۶۹/۰ | ۶۸/۰ | ۶۷/۰ | ۶۹/۰ | ۶۵/۰ | ۵۱/۰ | ۵۲/۰ | ۵۲/۰ | ۵۲/۰ | ۳۲/۰ | ۳۵/۰ | ۴۵/۰ | ۴۸/۰ |
| Dy | ۱۳/۴ | ۲۸/۴ | ۵۹/۴ | ۳۱/۴ | ۳۲/۴ | ۳۸/۴ | ۱۷/۴ | ۴۶/۳ | ۱۶/۳ | ۳۹/۳ | ۳۹/۳ | ۹۵/۱ | ۲۶/۲ | ۶۵/۲ | ۲۹/۳ |
| Ho | ۹۱/۰ | ۹۶/۰ | ۹۸/۰ | ۹۴/۰ | ۹۵/۰ | ۹۴/۰ | ۹۶/۰ | ۷۵/۰ | ۷۵/۰ | ۷۷/۰ | ۷۵/۰ | ۴۰/۰ | ۴۲/۰ | ۵۵/۰ | ۵۹/۰ |
| Er | ۶۲/۲ | ۷۴/۲ | ۸۱/۲ | ۷۵/۲ | ۷۵/۲ | ۷۸/۲ | ۸۵/۲ | ۱۸/۲ | ۰۹/۲ | ۱۸/۲ | ۱۲/۲ | ۰۰/۱ | ۳۵/۱ | ۴۶/۱ | ۵۴/۱ |
| Tm | ۹۵/۰ | ۴۱/۰ | ۴۰/۰ | ۴۰/۰ | ۴۲/۰ | ۴۳/۰ | ۴۱/۰ | ۳۵/۰ | ۳۴/۰ | ۳۳/۰ | ۳۲/۰ | ۱۳/۰ | ۱۶/۰ | ۴۵/۰ | ۲۳/۰ |
| Yb | ۵۰/۲ | ۷۴/۲ | ۷۶/۲ | ۶۶/۲ | ۶۹/۲ | ۷۰/۲ | ۶۲/۲ | ۱۶/۲ | ۱۰/۲ | ۱۷/۲ | ۱۳/۲ | ۸۲/۰ | ۲۱/۱ | ۲۳/۱ | ۶۸/۲ |
| Lu | ۴۱/۰ | ۴۲/۰ | ۴۶/۰ | ۴۴/۰ | ۴۵/۰ | ۴۳/۰ | ۴۲/۰ | ۳۶/۰ | ۳۷/۰ | ۳۳/۰ | ۳۵/۰ | ۱۲/۰ | ۱۵/۰ | ۵۲/۰ | ۳۶/۰ |
| Eu/Eu* | ۸۲/۰ | ۸۵/۰ | ۷۷/۰ | ۸۱/۰ | ۸۵/۰ | ۸۸/۰ | ۸۲/۰ | ۹۷/۰ | ۹۶/۰ | ۹۰/۰ | ۹۶/۰ | ۱/۱ | ۲۹/۱ | ۹۴/۰ | ۱۲/۱ |
| Ce/Ce* | ۹۲/۰ | ۹۹/۰ | ۶۶/۱ | ۰۴/۱ | ۹۹/۰ | ۹۶/۰ | ۹۹/۰ | ۹۷/۰ | ۹۹/۰ | ۹۶/۰ | ۱۰/۱ | ۵۴/۱ | ۱۲/۱ | ۵۰/۱ | ۹۷/۰ |
| La/Yb | ۲۰/۳ | ۰۷/۳ | ۰۷/۳ | ۱۱/۳ | ۹۷/۳ | ۱۳/۳ | ۱۴/۳ | ۳۸/۲ | ۳۶/۲ | ۲۹/۲ | ۴۵/۲ | ۳۵/۳ | ۸۷/۳ | ۶۱/۴ | ۴۵/۴ |
| (La/Sm)n | ۸۸/۱ | ۸۷/۱ | ۸۷/۱ | ۹۸/۱ | ۸۸/۱ | ۹۷/۱ | ۰۷/۲ | ۷۲/۱ | ۷۹/۱ | ۷۳/۱ | ۷۵/۱ | ۸۰/۱ | ۳۳/۲ | ۰۸/۲ | ۰۳/۳ |
| (Dy/Yb)n | ۶۶/۱ | ۷۲/۱ | ۸۳/۱ | ۷۴/۱ | ۷۲/۱ | ۷۵/۱ | ۶۷/۱ | ۳۵/۱ | ۲۷/۱ | ۳۵/۱ | ۳۶/۱ | ۷۰/۰ | ۹۰/۰ | ۰۶/۱ | ۵۰/۰ |

**کانه نگاری، کانی شناسی و روابط بافتی**

کانه‌زایی در منطقه کانسار کالچویه به صورت رگه‌ای و پراکنده قابل مشاهده است. کانه‌زایی درکانسار کالچویه به دو مرحله اولیه (درونزادی) و ثانویه (برونزادی) تقسیم می‌شود که هر دو در برگیرنده کانه‌زایی به صورت فلزی (سولفیدی و اکسیدی) و غیرفلزی (سیلیکاتی و کربناتی) هستند. کانه‌زایی درونزادی دربردارنده کانی‌های سولفیدی چون کالکوپیریت (شکل‌های ۳ الف و ث)، پیریت (شکل‌های ۳ ج و ح) و گالن (شکل ۳ پ) و اکسیدهای آهن به صورت کانی مگنتیت (شکل ۳ ب) است که اغلب با رگه‌های کوارتزی موجود در منطقه همراه هستند. گفتنی است که بر اساس رده‌بندی بافتی ارائه شده در مرجع [۲۳]، بافت کانیایی اصلی موجود در منطقه بافت شکافه پرکن است و بافت‌هایی چون بافت جانشینی (شکل ۳ ر)، رگه – رگچه‌ای (شکل ۳ ز)، و هم چنین برش‌های گرمابی (شکل ۳ ژ) که با کوارتز و کلسیت سیمانی شده‌اند نیز در منطقه مورد بررسی دیده شده است. بر این اساس، در مرحله کانه‌زایی درونزادی در کانسار کالچویه، کانه‌های فلزی بیشتر با بافت‌های رگه‌ای، رگچه‌ای و پراکنده در سنگ میزبان آتشفشانی حضور دارند. کانه‌زایی درونزادی در ادامه با مرحله غنی‌شدگی برونزادی دنبال می‌شود که شامل ایجاد کانی‌هایی چون کالکوسیت (شکل‌های ۳ ت)، کوولیت (شکل ۳ ت و ج)، مالاکیت (شکل ۳ ث)، آزوریت، گوئتیت (شکل ۳ ح) و هماتیت است که کانه‌های ثانویه پهنه اکسیدی محسوب می‌شوند. کالکوپیریت فراوانترین کانه سولفیدی است و اغلب به صورت باقی مانده در رگه‌های کوارتزی دیده می‌شود که دستخوش فرایندهای برونزاد چون دگرسانی و هوازدگی به مالاکیت و آزوریت‌های موجود در پهنه اکسیدی در منطقه شده یا از حاشیه به کالکوسیت و کولیت تبدیل شده است. کوپریت (شکل ۳ الف) در برخی از نمونه‌ها به صورت بسیار دانه‌ریز و گاهی چون کالکوپیریت از اطراف به کوپریت تبدیل شده است، همراه با کالکوپیریت به چشم می‌خورد. مالاکیت و آزوریت همراه با اکسیدهای آهن پیرامون کالکوپیریت‌ها قرار گرفته و در شکستگی‌های موجود ایجاد شده‌اند. بافت شکافه پرکن بسیار رایج است. اسفالریت و گالن نیز در نمونه‌های منطقه مورد بررسی دیده شده‌اند که با هم مرز مشترک آشکار دارند و این نشان دهنده تشکیل همزمان آنها در مرحله گرمابی است. کانی‌های باطله و غیرفلزی اصلی در منطقه مورد بررسی کوارتز، کلسیت و باریت هستند و به صورت رگه‌ای درون سنگ‌های کانه‌زایی شده حضور دارند. آنها همه سنگ های میزبان را قطع کرده‌اند و نسبت به سنگ‌های میزبان کانه‌زایی جوانتر محسوب می‌شوند و این امر به‌دلیل ته‌نشست از محلول‌های گرمابی است. ستبرای رگه‌ها از ۱ میلی‌متر تا ۱۰سانتی‌متر متغیر است.

[ DOR: 20.1001.1.17263689.1399.28.1.15.5 ]
[ DOI: 10.29252/ijcm.28.1.217 ]

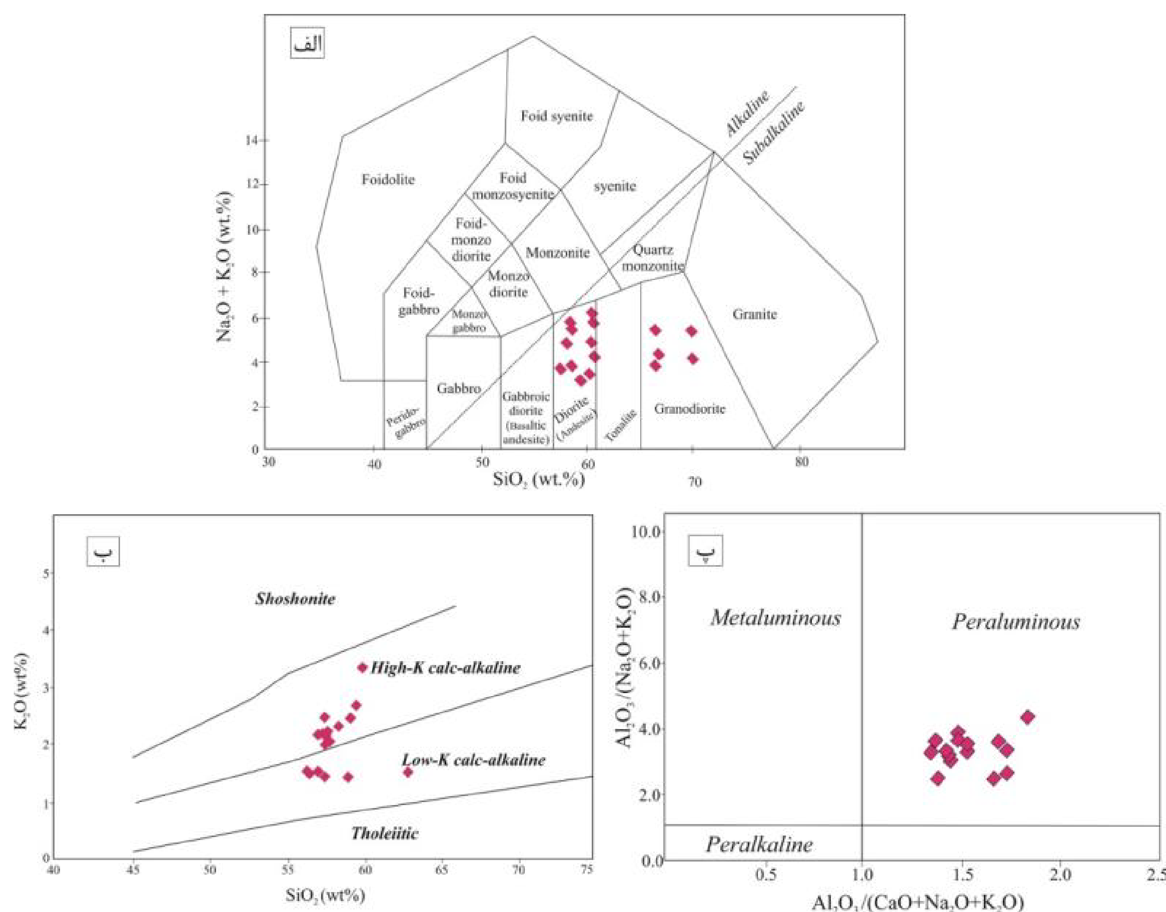



**شکل ۳** الف: کالکوپیریت که در اطراف به کوپریت تبدیل شده است، ب: پیریت و مگنتیت به صورت دانه پراکنده به همراه مالاکیت در رگه کوارتزی، پ: گالن با رخ مثلثی کشیده در رگه کوارتزی، ت: کالکوپیریت که در اطراف در حال تبدیل به کولیت و کالکوسیت است. ث: کالکوپیریت به همراه کانی‌های ثانویه کوولیت و مالاکیت، ج: کالکوپیریت که در اطراف در حال تبدیل به کالکوسیت است، چ: پیریت با بافت دانه پراکنده، ح: پیریت به صورت رگچه‌ای، خ: پیریت که در اطراف در حال تبدیل به گوتیت است به همراه خرده‌های سنگی در رگه کوارتزی، د: حضور سرسیت و کلریت در سنگ میزبان که نشان دهنده سرسیتی شدن است. ذ: پلاژیوکلاز، سرسیت و اپیدوت که نشان دهنده دگرسانی پروپلیتی در منطقه است. ر: بافت شکافه پرکن، ز: بافت کوکاد، ژ: بافت برش گرمابی (حضور خرده‌های سنگی در رگه کوارتزی) و س: کلسیت تیغه‌ای. (Ccp: کالکوپیریت، Cp: کوپریت، Py: پیریت، Mt: مگنتیت، Mlc: مالاکیت، Gt:گوئتیت،Cv : کوولیت، Gn: گالن، Cc: کالکوسیت، Pl: پلاژیوکلاز، Qtz: کوارتز، Ser: سرسیت، Epi: اپیدوت، Chl: کلریت، Cal: کلسیت، RF: خرده سنگ).

از آنجا که بافت کوارتز می‌تواند یکی از عوامل تعیین کننده نوع کانه‌زایی باشد، لذا بر اساس [۲۴] اشاره می‌گردد که کوارتزهای منطقه مورد بررسی دارای بافت نواری قشرگون، شانه‌ای و کوکاد (شکل ۳ ز) هستند. سرسیت (شکل ۳ د) و کانی‌های رسی جانشین بلورهای پلاژیوکلاز و فلدسپار شده‌اند. کلسیت نیز به صورت تیغه‌ای (شکل ۳ س) در منطقه کانسار مورد بررسی به‌چشم می‌خورد که یکی از شواهد گرمابی بودن کانه-زایی منطقه است. با توجه به بررسی‌های انجام شده، دگرسانی پروپلیتی، گسترده‌ترین و شاخص‌ترین نوع دگرسانی در منطقه محسوب می‌شود که حضور کانی‌هایی چون کلریت و اپیدوت تایید کننده این امر است.

**زمین شیمی**

مقادیر $SiO_2$ برای توده‌های درونی منطقه از ۵۶ تا ۶۴ درصد متغیر است. باتوجه به نمودار $K_2O+Na_2O$ نسبت به $SiO_2$ [۲۵] (شکل ۴ الف)، توده‌های درونی برونزد یافته در منطقه کالچویه ترکیبی از ماگماهای مافیک تا حد واسط (مقدار $SiO_2$ برابر با ۵۶/۸۰ تا ۶۳/۶۹ درصد) هستند که طیفی از سنگ‌های دیوریتی تا گرانودیوریتی را نشان می‌دهند. در نمودار TAS، این نمونه‌ها در سری نیمه قلیایی قرار دارند. نمودار $K_2O$ نسبت به $SiO_2$ بیانگر آهکی قلیایی بودن توده درونی منطقه با مقادیر متغیر پتاسیم از کم تا زیاد است (شکل ۴ ب). ترکیب نمونه‌های مورد بررسی از نظر نسبت‌های مولی $Al_2O_3/(CaO + Na_2O + K_2O)$ (A/CNK) و $Al_2O_3/(Na_2O + K_2O)$ (A/NK) در توده‌های درونی منطقه در شکل ۴ پ نشان داده شده است که بر این اساس، توده‌های درونی میزبان کانه‌زایی و سنگ‌های آتشفشانی پیرامون آن‌ها در مجموع در رده پرآلومین قرار دارند. پرآلومین بودن نمونه های مورد بررسی به جدایش هورنبلند نسبت داده می‌شود.



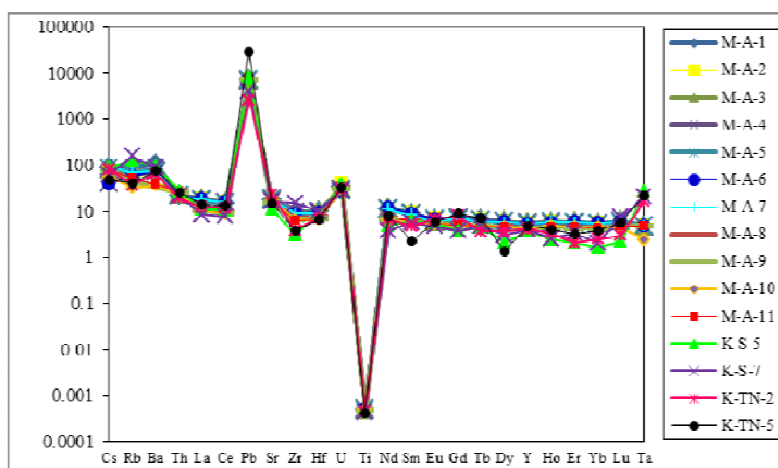

**شکل۴** الف: نمودار مقدار عناصر قلیایی $SiO_2$ (نمودار TAS) ؛ ([۲۵])، ب: نمودار $K_2O$ نسبت به $SiO_2$ برای سنگ‌های درونی در منطقه مورد بررسی و پ: نمودار A/NK (نسبت مولی $(Al_2O_3/(Na_2O + K_2O)$) نسبت به A/CNK (نسبت مولی $(Al_2O_3/(CaO + Na_2O + K_2O)$) برای توده درونی میزبان و سنگ های اطراف در منطقه مورد بررسی.


[ DOR: 20.1001.1.17263689.1399.28.1.15.5 ]
[ DOI: 10.29252/ijcm.28.1.217 ]

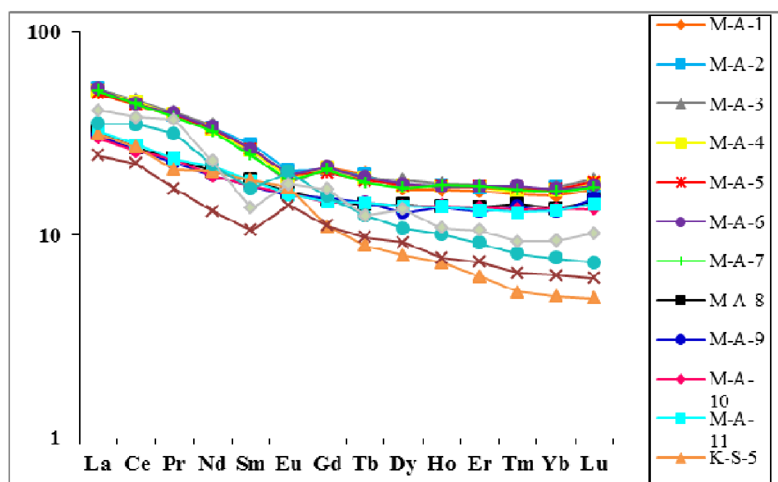
[ DOR: 20.1001.1.17263689.1399.28.1.15.5 ]
[ DOI: 10.29252/ijcm.28.1.217 ]

با توجه به مقادیر ارائه شده در جدول ۲، با افزایش $SiO_2$، مقدار اکسیدهای $Fe_2O_3$، MgO، MnO، $TiO_2$، CaO،$Al_2O_3$ و $P_2O_5$ کاهش می‌یابد که نشان‌دهنده همبستگی منفی این اکسیدها با مقدار $SiO_2$ است. کاهش اکسیدهای $Fe_2O_3$، MgO، MnO و $TiO_2$ به علت جایگیری آن‌ها در ساختار کانی‌های فرومنیزین در مراحل اولیه تبلور جدایشی ماگماست و کاهش اکسیدهای CaO،$Al_2O_3$ و $P_2O_5$ را می‌توان مربوط به تغییر ترکیب پلاژیو کلاز از آنورتیت به آلبیت و هم چنین کاهش مقدار آپاتیت در مراحل پایانی تبلور دانست. این در حالی است که اکسیدهای NaO و KO نسبت به تغییرات $SiO_2$ روند افزایشی را نشان می‌دهند که این بیانگر ورود آنها در ساختار فلدسپارها تا پایان تبلور است [۲۶]. مقادیر بهنجار شده عناصر کمیاب در منطقه مورد بررسی در شکل ۵ دیده می‌شود [۲۷].

توده‌های درونی برونزد یافته در منطقه کالچویه غنی از عناصر خاکی نادر سبک (LREE) هستند و مقادیر $La_n/Yb_n$ بین ۲٫۲ تا ۶٫۳ است. الگوی کلی عناصر خاکی نادر در توده‌های درونی پیرامون منطقه کانه‌زایی کالچویه هم‌پوشی کامل دارند (شکل ۶). تهی شدگی از عناصر خاکی نادر سنگین (HREE) در سنگ‌های آتشفشانی آندزیتی منطقه بیشتر است. مقادیر بی‌هنجاری Eu از ۰٫۷۷ تا ۱٫۱ متغیر است (میانگین Eu/Eu*~۰٫۹). نبود بی‌هنجاری‌های منفی چشم‌گیر در Eu (Eu/Eu*~ <۰٫۸) نشان دهنده حالت اکسایش بالا در ماگما و رخ ندادن جدایش پلاژیوکلاز است [۸،۲۸،۲۹]. افزون بر این، افزایش بسیار آرام Eu/Eu* نسبت به $SiO_2$ نشان دهنده تغییر این بی‌هنجاری به سمت بی‌هنجاری‌های مثبت یا کمتر منفی است. به طور کلی، وجود همزمان بی‌هنجاری‌های مثبت و منفی در Eu و Ce نشان دهنده رخداد همزمان دو سیال گرمابی و آب‌جوی [۲۶] با حالت‌های اکسیدی و احیایی است [۷].




**شکل ۵** نمودار عنکبوتی مقادیر بهنجار شده عناصر کمیاب با جبه اولیه [۲۷].




**شکل ۶** نمودار عنکبوتی عناصر خاکی نادر بهنجار شده با کندریت [۲۷].

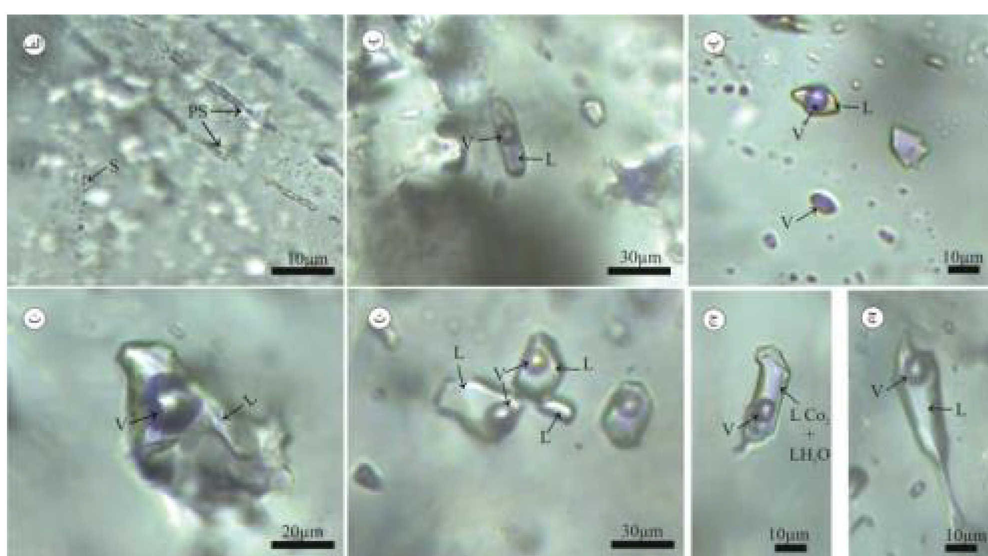
[ DOR: 20.1001.1.17263689.1399.28.1.15.5 ]
[ DOI: 10.29252/ijcm.28.1.217 ]

**میانباهای سیال**

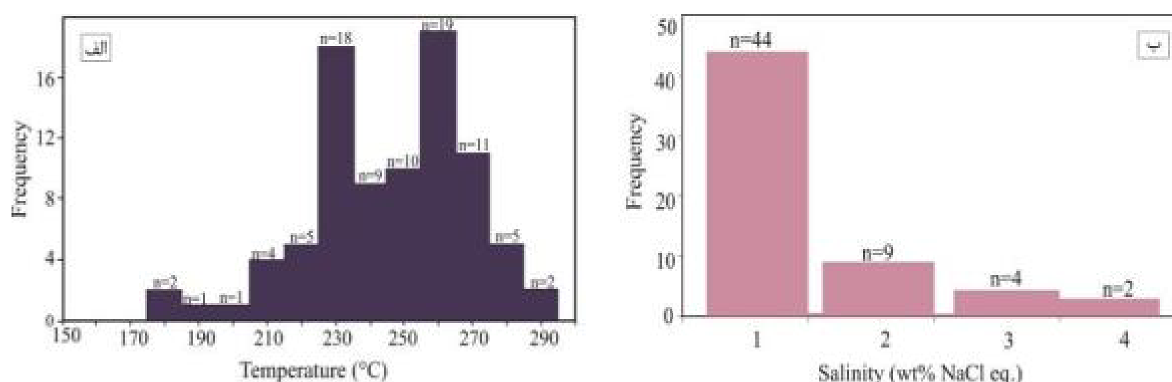
بر اساس تقسیم‌بندی مرجع [۳۰]، توزیع میانبارهای سیال در کانسار کالچویه به صورت میانبارهای اولیه، ثانویه و ثانویه کاذب (شکل ۷ الف) در طول سطوح رشد بلورهای کوارتز است. اندازه‌ی میانبارهای سیال کانسار کالچویه از ۵ تا ۴۹ میکرون متغیر است (جدول ۱). به طور کلی، شکل ظاهری میانبارهای سیال به صورت بی نظم، کروی، بیضوی و مستطیلی است. نبود شکل مشخصی در میانبارهای سیال بی‌نظم نشان می‌دهد که فضاهای میان سطوح بلوری که سبب به تله افتادن میانبارها شده‌اند شکل مشخصی نداشته‌اند [۲۶]. میانبارهای سیال با شکل نامنظم و بی‌قاعده با گذشت زمان بسیار مایل به تغییر به شکل‌های منظم‌تری هستند. این باز تعادل موجب تقسیم میانبار سیال به تعدادی میانبار منظم‌تر می‌شود که این پدیده را دم‌بریدگی گویند (شکل ۷ چ) [۳۱،۹]. بر پایه نوع و درصد فازهای موجود در میانبارهای سیال [۳۲] و بررسی ریزدماسنجی، در منطقه کانسار کالچویه ۴ نوع سیال درگیر تشخیص داده شده است که عبارتند از نوع A: دو فازی غنی از مایع (L+V، شکل‌های ۷ ب و ت)، نوع B: دوفازی غنی از بخار (V+L، شکل ۷ پ)، نوع C: دوفازی بخار مایع دارای $CO_2+H_2O$ (شکل ۷ ج) و نوع: تک فازی مایع (L شکل ۷ث).

**ریزدماسنجی**

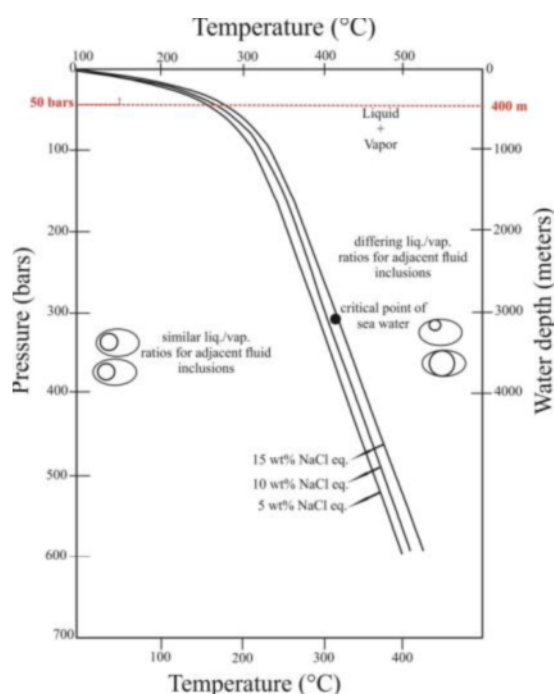
ریزدماسنجی تعیین کمّی دما هنگام به‌دام افتادن یک میانبار سیال (که در برخی موارد دمای ته‌نشست کانی‌میزبان گرمابی است)، تعیین شوری و تشخیص برخی مواد فرار و گازها همچون دی اکسید کربن را ممکن می‌سازد [۳۳]. مقادیر دمای همگن‌شدگی ($T_h$) از ۱۵۱ تا ۳۱۰ درجه سانتی‌گراد (با مقدار متوسط $^{o}C$ ۲۵۱ برای تعداد ۱۳۰) در کانی کوارتز متغیر است (شکل ۸ الف). مقادیر به‌دست آمده بیانگر کمینه دمای به دام افتادن سیال گرمابی در میانبار سیال است [۳۴]. فشار دقیق طی کانه‌زایی در منطقه مورد بررسی مشخص نیست و از طرفی، هیچ پدیده‌ای نشانگر جوشش در میانبارهای مورد بررسی دیده نشده است. این امر نشان می‌دهد که دمای کانه‌زایی در یک سامانه هیدرواستاتیکی مفروض نمی‌تواند بیش از $^{o}C$ ۳۱۰ باشد. در نتیجه، مقادیر $T_h$ موجود احتمالا بسیار نزدیک به دمای حقیقی (به دام افتادن) است [۳۵]. شوری سیال‌ها معادل با ۰٫۱۵ تا ۴ درصد وزنی نمک طعام است چگالی‌های به دست امده در منطقه مورد بررسی از ۰٫۷۵تا $g/cm^3$ ۰٫۹۸ ( به طور متوسط ۰٫۹) متغیر بوده‌اند (جدول ۱). دمای همگن‌شدگی در منطقه کانه‌زایی کالچویه بین ۱۵۰ تا ۳۱۰ درجه سانتی‌گراد برآورد شده است (جدول ۱). بر این اساس، فشار به دام افتادن سیال‌های درگیر نزدیک به ۵۰ بار برآورد زده می‌شود (شکل ۹). بر پایه این مقدار فشار برای کالچویه، به احتمال بسیار کانی‌سازی در عمق حدود ۴۰۰ متری از سطح زمین رخ داده است (شکل ۹).




**شکل ۷** الف: میانبارهای سیال ثانویه و ثانویه کاذب، ب: میانبار سیال غنی از مایع، پ: میانبار سیال بی شکل غنی از بخار، ت: میانبار سیال بی شکل غنی از مایع، ث: میانبارهای سیال غنی از مایع و تک فازی مایع، ج: میانبار سیال دوفازی دارای $CO_2–H_2O$ در فاز مایع و چ: میانبار سیال غنی از مایع دارای دم‌بریدگی. (L: مایع، V: گاز، S: ثانویه و PS: ثانویه کاذب.)




**شکل ۸** نمودارهای الف) دمای همگن شدگی و (ب) شوری برای میانبارهای سیال مورد بررسی در کانسار کالچویه.




**شکل۹** الف: برآورد فشار کانه‌زایی (برحسبbar) و عمق کانه‌زایی نسبت به سطح آب (بر حسب متر) [۳۴].

## بحث

کانه‌زایی در کانسار کالچویه از نظر زمانی و مکانی همراه با فعالیت آتشفشانی آهکی قلیایی کمان ماگمایی ارومیه– دختر که ناشی از فرورانش اقیانوس نئوتتیس در دروه ائوسن بوده، رخ داده است [۶] بنابراین، کانه‌زایی در نظامی کششی در راستای لبه جنوبی یک حوضه راستا لغز جداکننده ایجاد شده است. گسترش این حوضه، تمرکز ماگما و سیال‌های کانه‌دار وابسته و نیز توسعه کانسار کالچویه در رگه‌های کششی را تسهیل نموده است. بر اساس شواهد صحرایی و کانی‌شناسی، کانه‌زایی به صورت رگه‌ای و شکافه پرکن و هم‌چنین پراکنده در راستای رگه‌های کوارتزی پرکننده فضاهای خالی که به عنوان باطله اصلی در کانسار کالچویه مطرح هستند، رخ داده است. این رگه و رگچه‌ها که مجراهایی برای عبور محلول‌های گرمابی بوده‌اند، به احتمال بسیار وابسته به فاز کششی کوهزایی پیرنه هستند [۵]. این محیط کششی حرکت‌های زمین‌ساختی، شکستگی‌ها و فضاهای خالی را ایجاد کرده که اغلب معبری مناسب برای جایگیری ماگماها و سیال‌های کانه‌دار وابسته به آنهاست [۳۶]. در چنین شرایطی، سیال‌های کانه‌دار از طریق شکستگی‌های به‌وجود آمده به سرعت از بخش‌های با فشار بالا به بخش‌های با فشار پایین مهاجرت می‌کنند و با رخداد فرآیند جوشش و یا آمیختگی با سیال‌های مختلف دیگر سبب کانه‌زایی نوع فراگرمایی و ته‌نشست فلزات در منطقه می‌شوند [۳۷]. از طرف

دیگر، گسل‌های راستا لغز موجود در منطقه را می‌توان عامل ساخت حوضه ای کششی دانست، به طوری‌که کشش پوسته در راستای آن‌ها رخ داده و منجر به ایجاد حوضه کششی زفره شده است [۵]. از آن‌جا که منطقه کالچویه در بخش جنوبی این حوضه کششی واقع است، بنابراین می‌توان گفت که فازهای کششی رخ داده در منطقه منجر به نفوذپذیری و ایجاد معابر لازم جهت جایگیری ماگما و سیال‌های گرمابی و در پی آن برشی شدن شده است. از آن‌چه گفته شد این چنین برمی‌آید که این حوضه کششی در منطقه مورد بررسی نه تنها صعود و جایگیری ماگما و تمرکز زمانی و مکانی سامانه‌های گرمابی وابسته را تسهیل نموده است بلکه به منظور ایجاد یک حوضه کانه‌زایی نیز مهم تلقی می‌شود [۳۷]. از نظر همبرزایی کانیایی، حضور کانی‌های پیریت، کالکوپیریت، گالن و اسفالریت در سنگ میزبان آندیزیتی از جمله شواهد مهم برای فراگرمایی بودن یک کانسار محسوب می‌شوند [۳۸،۳۷،۷]. به عقیده برخی پژوهشگران [۳۸]، این کانه‌زایی‌ها به صورت رگه‌هایی کوچک به همراه برش‌های گرمابی رخ می‌دهند و بنابراین حضور بافت‌های برشی در بررسی‌های انجام شده از جمله شواهد اولیه برای تعیین کانه‌زایی به صورت فراگرمایی است. از آن‌جا که بخش عمده کانه‌زایی در منطقه کالچویه در راستای رگه‌های کوارتزی رخ داده است، بنابراین بافت و ساخت این رگه‌ها تاثیر به‌سزایی در تعیین نوع کانه‌زایی دارد. در منطقه مورد بررسی، کوارتز اغلب دارای بافت قشرگون، نواری و شانه‌ای است که از شواهد مهم کانه‌زایی از نوع فراگرمایی هستند [۳۹،۲۴]. افزون بر این، کلسیت‌های تیغه‌ای نیز که از دیگر شواهد کانی‌شناسی در جهت فراگرمایی بودن کانه‌زایی هستند در کانسار مورد بررسی به چشم می‌خورند [۴۰]. دگرسانی پروپلیتی گسترده‌ای در سنگ میزبان نیز به چشم می‌خورد و نوع دگرسانی در کانسارهای فراگرمایی نیز سولفیدشدگی پایین پروپیلیتی تا آرژیلیتی است [۴۲،۴۱]. جدول ۴ مقایسه بین کانسار مورد بررسی و سایر کانسارهای فراگرمایی در UDMA را بر اساس پارامترهای مختلف نشان می‌دهد[۴۳-۴۵].

توده‌های درونی میزبان کانه‌زایی و سنگ‌های آتشفشانی پیرامون آن‌ها در کانسار کالچویه ویژگی‌های زمین شیمیایی ماگماهای وابسته به فرورانش را نشان می‌دهند که شامل غنی شدگی نسبت به عناصر سنگ دوست بزرگ یون (LILE)، تهی‌شدگی نسبت به عناصر با شدت میدان بالا (HFSE) و تهی‌شدگی بسیار مشخص Nb و Ti با وابستگی به آهکی قلیایی‌هاست (شکل ۵). با توجه به شکل ۵ که الگوی بهنجار شده عناصر کمیاب را نسبت به گوشته اولیه به نمایش می-گذارد، به نظر می‌رسد که بی هنجاری منفی Ti مربوط به جدایش فازهای تیتانیم دار مانند ایلمنیت و تیتانیت در ماگماست [۴۶]. بی‌هنجاری مثبت دیده شده در U نسبت به Nb نشان دهنده حضور اورانیوم از طرف مولفه‌های فرورانش و نشانگر ماهیت اکسایشی و اسیدی برای سیال گرمابی است [۴۷]. بی‌هنجاری منفی در Nb نیز تایید کننده ویژگی مناطق فرورانش و کوهزایی بوده و تهی‌شدگی Th نیز با میزان اسیدیته محلول گرمابی درونزاد در ارتباط است، به طوری که در پهنه دگرسانی، تهی‌شدگی شدت یافته است که می‌تواند به دلیل شرایط اسیدی سیال گرمابی در مرکز سامانه دگرسانی باشد [۲۶].

**جدول۴** مقایسه کانسار فراگرمایی کالچویه با کانسارهای فراگرمایی مورد بررسی در کمان ماگمایی ارومیه-دختر

| ویژگی / نام کانسار | ویژگی عمومی | محیط زمین ساختی | سنگ میزبان | نوع کانه زایی | دما | دگرسانی |
| --- | --- | --- | --- | --- | --- | --- |
| چاه زرد [۴۳] | کانسار نقره – طلای فراگرمایی با میزبان برشی | زمین ساخت کششی | آندزیت- ریولیت | کالکوپیریت، گالن، اسفالریت و تنانتیت -تتراهدریت و پیریت | ۱۹۷ تا ۳۴۵ °C | کلریتی- کلسیتی، سریسیتی و پتاسیک |
| ناریاغی[۴۴] | کانسار نقره – مس فراگرمایی | در ارتباط با پهنه فرورانش در طول پهنه تراستی زاگرس | آندزیت | تنانتیت، تترائدریت، کالکوپیریت و پیریت، مالاکیت و آزوریت | ۱۸۴ تا ۳۸۵ °C | پروپیلیتیک، آرژیلیک، سیلیسی، کربناتی و فیلیک |
| توزلار [۴۵] | کانسار طلا- نقره (مس ) فراگرمایی (سولفیدشدگی بالا) | ،مرتبط‌باتوده‌نفوذی‌نیمه‌عمیق،م حیط کششی‌درون‌کمانی | آندزیت با ویژگی آهکی قلیایی پتاسیم بالا | پیریت، کالکوپیریت، بورنیت، دیژنیت، تتراهدریت، گالن و اسفالریت | | سیلیسی ، آرژیلیک ، فیلیک و پروپلیتیک |
| کالچویه | کانسار مس-طلای فراگرمایی | محیط زمین ساختی کششی در ارتباط با گسل های راستای لغز | آندزیت | کالوپیریت، پیریت، گالن ، اسفالریت ، مالاکیت و آزوریت | ۱۵۰ تا ۳۱۰ °C | پروپلیتیک، سیلیسی، کلریتی |

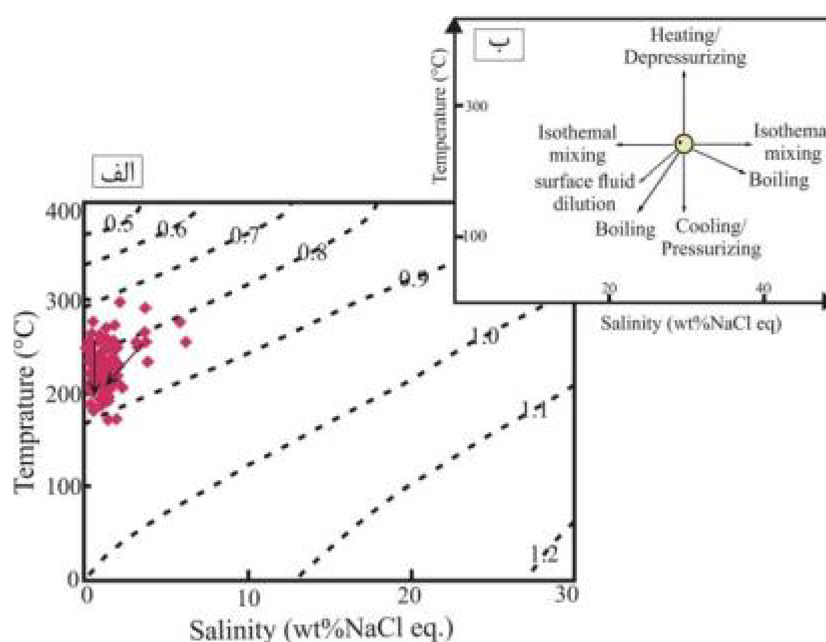

[ DOR: 20.1001.1.17263689.1399.28.1.15.5 ]
[ DOI: 10.29252/ijcm.28.1.217 ]

الگوی توزیع و ویژگی‌های زمین شیمیایی عناصر خاکی نادر در منطقه مورد بررسی (شکل ۶) نشان دهنده شرایط خنثی تا قلیایی در سیال کانه‌دار است. سنگ‌های میزبان و رگه‌های کانه‌زایی به طور متوسط بی هنجاری مثبت Eu را به نمایش می‌گذارند. از آن‌جا که تهی‌شدگی نسبت به Eu در سنگ میزبان بیانگر جدایش پلاژیوکلاز ماگمای سازنده و نیز حالت اکسایشی به نسبت بالا در ماگمای سازنده است، غنی‌شدگی نسبت به Eu در سیال گرمابی نتیجه رفتار احیایی ویژه در این عناصر و واکنش مداوم آب- سنگ است [۲۸]. بر اساس دمای همگن‌شدگی میانبارهای سیال، بی‌هنجاری‌های مثبت Eu در نمونه‌های مورد بررسی و دگرسانی پروپلیتی گسترده، سیال-های اکسیدی خنثی – قلیایی مسؤول غنی‌شدگی Eu و LREEها در رگه‌های کانه‌زایی کانسار کالچویه هستند. دو فرآیند مهم برای بی‌هنجاری مثبت Eu در سیال کانه‌دار پیشنهاد می‌شود: ۱) آمیختگی سیال‌های ماگمایی عمیق با آب‌های جوی اکسیدی و ۲) فرآیند پروپلیتی شدن که می‌تواند Eu را طی درهم شکستن پلاژیوکلاز آزاد کند [۵].

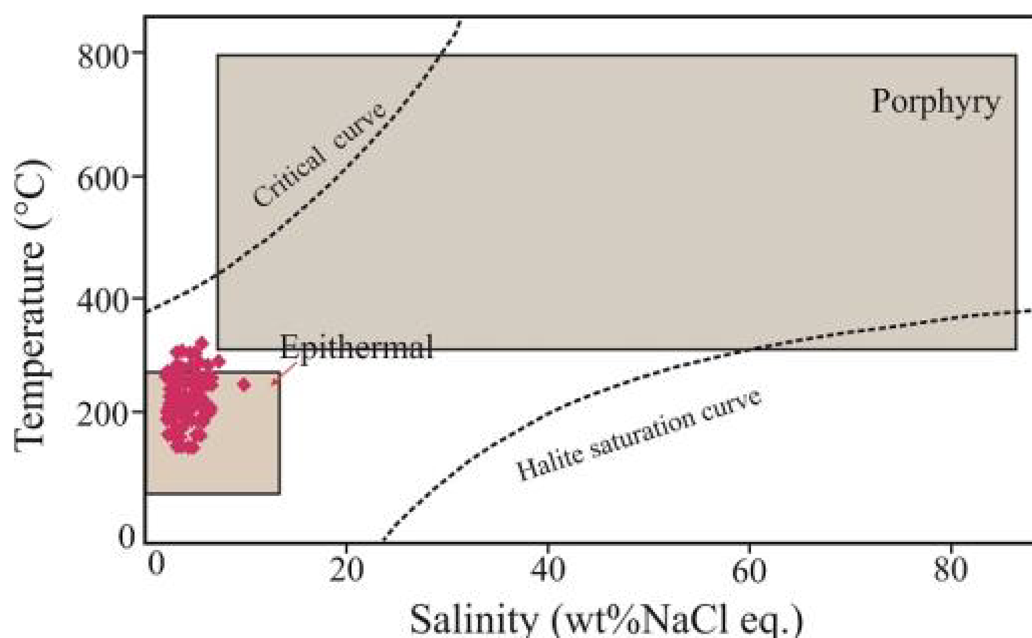
از آن‌جا که شوری و دمای همگن‌شدگی در کانسار کالچویه گستره وسیعی را در بر نمی‌گیرند، بنابراین این امر که فاز بخار در سیال‌های ماده معدنی مسؤول تشکیل کانسار بوده باشد پذیرفته نیست [۲۶]. ترکیب متغیر میانبارهای سیال در همه نمونه‌ها و همزیستی سیال ها با مقادیر متفاوت بخار، شاهدی بر گستره وسیع عوامل فیزیکی و شیمیایی است که طی سردشدن سیال تشکیل‌دهنده کانسار عمل کرده‌اند [۹]. چنان که گفته شد، فشار محاسبه شده برای کانسار کالچویه کمتر از ۵۰ بار بوده که معادل با عمق کمتر از یک کیلومتری است (شکل ۹). بر اساس شواهد ارائه شده توسط ژنگ و همکاران [۴۸، ۴۹] در مورد آمیختگی سیال، ویژگی‌های تکامل سیال کانسار کالچویه با آمیختگی سیال همخوانی دارد، به ویژه اینکه نمودار دمای همگن شدگی – شوری یک روند تکاملی سیال که از دمای به نسبت بالا به دما و شوری به نسبت پایین متغیر است را نشان می‌دهد. بر اساس آن‌چه که گفته شد، پدیده آمیختگی سیال به صورت رقیق‌شدگی سطحی و سرد شدن در روند تکاملی سیال کانه‌دار در منطقه مورد بررسی تاثیر به سزایی داشته است (شکل ۱۰). هم چنین رابطه بین دمای همگن شدگی، شوری و انواع مختلف سیال‌ها بیانگر این است که به احتمال بسیار آمیختگی سیال ماگمایی – جوی مسؤول کانه‌زایی در کانسار مورد بررسی بوده است. در این میانبارهای سیال، نبود بلورهای دختر هالیت یا سیلویت بیانگر وجود محلول‌های گرمابی فقیر از کمپلکس‌های کلریدی است و شوری پایین را نشان می‌دهد. شکل ۱۱ به روشنی نشان می‌دهد که اغلب داده‌های شوری و دمای همگن‌شدگی سیال‌های درگیر مورد بررسی در گستره کانسارهای فراگرمایی قرار دارند. در این حوضه کانه‌زایی، سرد شدن و رقیق‌شدگی سطحی سیال (آمیختگی سیال کانه‌دار با آب‌های مناطق کم عمق جوی منجر به ته‌نشست مقادیر بسیاری از فلزات کانیایی مانند مس، سرب، روی و طلا و جایگیری نهشته مس کالچویه شده است. این‌ها عوامل اصلی کنترل کننده زایش کانسار مس کالچویه هستند. می‌توان گفت که نخست با ورود توده‌های درونی در منطقه و انباشت محلول-های گرمابی با انواع کمپلکس‌های دارای عناصر گوگرد دوست در سطوح بالایی این توده‌های درونی، فشار بخار سیال‌های منجر به مهاجرت این محلول‌های اسیدی می‌شود. طی برخورد این سیال‌ها با توالی‌های سنگی منطقه و همچنین ترکیب‌شدن آن‌ها با آب‌های سطحی، دمای این محلول‌ها به شدت کاهش یافته و ماهیت آن‌ها از اسیدی به قلیایی تغییر می‌کند. در نتیجه، عناصر اولیه دما بالا که در محیط اسیدی محلول هستند، در این شرایط ته نشین می‌شوند. با ادامه عبور محلول-های گرمابی، از آنجا که توالی‌های سنگ‌های منطقه دیگر توان تغییر pH محلول گرمابی را ندارند (به دلیل شست و شو توسط محلول‌های پیشین) و دمای سنگ‌های مسیر عبور محلول‌های گرمابی نیز افزایش یافته است، در این مرحله محلول‌های اسیدی و با دمای بالاتری حضور داشته‌اند. در این زمان، محلول‌های اسیدی و دمابالا افزون بر حمل عناصر از توده درونی، شروع به شستن عناصری که پیشتر در پی افزایش pH و کاهش دما نهشته شده بودند می‌کنند. بنابراین در این مرحله، غلظت بالایی از عناصر در محلول‌های اسیدی تا متوسط و دما بالا وجود دارد که با نزدیک شدن به سطح و کاهش فشار، این عناصر مانند مس در قالب کانی‌های سولفیدی ته‌نشست می-یابند.

[ DOR: 20.1001.1.17263689.1399.28.1.15.5 ]

[ DOI: 10.29252/ijcm.28.1.217 ]




**شکل ۱۰** روند تکاملی سیال کانه‌دار در کانسار کالچویه [۴۶] که الف ) چگالی کانسار بین ۰/۷ تا ۰/۹ را نشان می‌دهد و ب) روند کانه را به صورت رقیق‌شدگی سطحی و سرد شدگی مشخص می‌کند.




**شکل ۱۱** تعیین نوع کانه‌زایی در کانسار کالچویه و میانبارهای مورد بررسی که بین خط منحنی اشباع هالیت و خط بحرانی فقیر از نمک طعام، قرار دارند [۴۶].

**برداشت**

۱- کانسار مس فراگرمایی کالچویه در سنگ میزبان آندزیتی واقع بوده و توزیع کانه‌زایی به طور اولیه توسط گسل‌ها کنترل شده است. دگرسانی گسترده در منطقه که اغلب دگرسانی پروپلیتی با انباشته‌های کانیایی کوارتز، کانی‌های رسی، کلسیت، اپیدوت و کلریت است نشان داده می‌شود. کانه‌زایی به صورت رگه‌ای و پراکنده از نوع کالکوپیریت، پیریت، گالن به عنوان کانی‌های درونزادی و کولیت، کالکوسیت، مالاکیت و آزوریت به عنوان فاز برونزادی است. کانی‌های باطله اصلی در

منطقه کوارتز و کلسیت هستند که کوارتزها به صورت رگه‌ای و دارای بافت نواری، قشرگون و شانه‌ای دیده می‌شوند.

۲- بررسی سیال‌های درگیر نشان می‌دهد که ویژگی‌های کلی سیال کانه‌ساز در منطقه شامل دمای کم تا متوسط (۱۵۰ تا ۳۱۰ درجه سانتی‌گراد) و شوری پایین (۱-۴ درصد وزنی نمک طعام) درکوارتزهاست و بیانگر روند تکاملی سیال به صورت رقیق شدگی سطحی و سرد شدگی هستند.

۳- دگرسانی گسترده پروپلیتی، نوع کانه‌های فلزی، نسبت گوگرد به فلز پایین و حضور کوارتز با بافت‌های شاخص شانه‌ای، نواری و قشرگون و هم چنین کلسیت‌های تیغه‌ای از جمله ویژگی‌های کانه‌زایی از نوع فراگرمایی سولفید پایین هستند.

**مراجع**


[1] Hedenquist J.W., Izawa E., Arribas A., White N.C., *"Epithermal gold deposits: styles, characteristics, exploration",* Soc Resour Geology Tokyo Resource Geology Special Publication (1996) 1:18p.

[2] Singer B., Marchev P., *"Temporal evolution of arc magmatism and hydrothermal activity, including epithermal gold veins, Borovitsa caldera, southern Bulgaria",* Economic Geology 95 (2000) 1155–1164.

[3] Hezarkhani A., William-Jones A.E., *"Controls of alteration and mineralization in the Sungun porphyry copper deposit: evidence from fluid inclusions and stable isotopes",* Economic Geology 93 (1998) 651–670.

[4] Shafiei B., Haschke M., Shahabpour J., *"Recycling of orogenic arc crust triggers porphyry Cu mineralization in Kerman Cenozoic arc rocks, southeastern Iran"*, Mineralium Deposita 44 (2009) 265–283.

[5] Hosseini-Dinani H., Bagheri H., Esmaeili-Vardanjani M., *"Mineralization and structural features of Kalchouyeh copper-gold deposit (west-central Iran)",* Arabian Journal of Geosciences 8 (2015) 3007–3018.

[6] Stocklin J., *"Structural history and tectonics of Iran; a review",* American Association of Petroleum Geologists Bulletin, (1968) p. 52.

[7] Zarasvandi A., Rezaei M., Raith J., Lentz D., Azimzadeh A., Pourkaseb H., *"Geochemistry and fluid characteristics of the Dalli porphyry Cu–Au deposit, Central Iran"*, Journal of Asian Earth Sciences 10 (2016) 1-17.

[8] Shahabpour J., *"economic geology",* Kerman, Bahonar university publication, (2006) 500.

[9] Zarasvandi A., Asadi F., Pourkaseb H., Ahmadnejad F., Zamanian H., *"Hydrothermal Fluid evolution in the Dalli porphyry Cu-Au Deposit: Fluid Inclusion microthermometry studies (in Persian)",* Journal of Economic Geology 7 (2016) 11-12.

[10] Berberian M., King G.C.P., *"Toward a paleogeography and tectonic evolution of Iran",* Canadian Journal of Earth Science 18 (1981) 210–265.

[11] Hezarkhani A., *"Petrology of the intrusive rocks within the Sungun porphyry copper deposit, Azerbaijan, Iran",* Journal of Asian Earth Sciences 27 (2006) 326–340.

[12] Mollai H., Sharma R., Pe-Pirer G., *"Copper mineralization around the Ahar batholith, north of Ahar (NW Iran): evidence for fluid evolution and the origin of the skarn ore deposit",* Ore Geology Reviews 35 (2009) 401– 414.

[13] Mehvari R., Shamsi pour R., Bagheri H., Noghreian M., Maki zade M., *"mineralogy and fluid inclusion studies in the Kalchuyeh Cu-Au deposit, eastern Isfahan (in Persian)",* Journal of Economic Geology 1 (2008) 47-55.

[14] Ghasemi A., Talbot C.J., *"A new tectonic scenario for the Sanandaj–Sirjan Zone (Iran)",* Journal of Asian Earth Sciences 26 (2006) 683–693.

[15] Zamanian H., Sameti M., Pazoki A., Barani N., Ahmadnejad F., *"Thermobarometry in the Sarvian Fe-skarn deposit (Central Iran) based on garnet–pyroxene chemistry and fluid inclusion studies",* Arabian Journal of Geosciences 10 (2017) 54, DOI 10.1007/s12517-016-2785-z.

[16] Zarasvandi A., Rezaei M., Sadeghi M., Lentz D., Adelpour M., Pourkaseb H., *"Rare earth element signatures of economic and sub-economic porphyry copper systems in Urumieh–Dokhtar magmatic arc (UDMA), Iran",* Ore Geology Reviews70 (2015) 407-423.

[17] Ramezani J., Tucker R., *"The Saghand region, Central Iran: U-Pb geochronology, petrogenesis and implications for Gondwana tectonics"*, Am J Sci 303 (2003) 622–665.

[18] Bagheri H., Moore F., Alderton D.H.M., *"Cu–Ni–Co–As (U) mineralization in the Anarak area of Central Iran",* Journal of Asian Earth Sci 29 (2007) 651–665.

[19] Foster R.P., *"Gold Metallogeny and Exploration",* Department of Geology University of Southampton (1996) 432.

[20] Agard P., Omrani J., Jolivet L., Mouthereau F., *"Convergence history across Zagros (Iran):*

*Montana"*, Economic Geology, 103 (2008) 307-334.

[32] Shepherd T.J., Rankin A.H., Alderton D.H., *"A practical guide to fluid inclusion studies",* Glasgow, Blackie and son, (1985) p. 239.

[33] John D.A., Ayuso R.A., Barton M.D., Blakely R.J., Bodnar R.J., Dilles J.H., Gray F., Graybeal F.T., Mars J.C., McPhee D.K., Seal R.R., Taylor R.D., Vikre P.G., *"Porphyry Copper Deposit Model",* Scientific Investigations Report, USGS (2010) 169 p.

[34] Peter J. M., Scott S. D., *"Windy Craggy, Northwestern British Columbia: the world's largest Besshi-type deposit. In: Barrie CT, Hannington MD (eds) Volcanic-associated massive sulfide deposits: processes and examples in modern and ancient settings",* Reviews in Economic Geology, 8 (1999) 261–295.

[35] Fournier R.O., *"Hydrothermal processes related to movement of fluid from plastic into brittle rock in the magmatic-epithermal environment"*, Economic Geology 94 (1999) 1193–1212.

[36] Malekzadeh Shafaroudi A., Karimpour M., *"Mineralogic, fluid inclusion, and sulfur isotope evidence for the genesis of Sechangi lead–zinc (–copper) deposit, Eastern Iran",* Journal of African Earth Sciences, 107 (2015) 1–14

[37] Tosdal R.M., Richards J.P., *"Magmatic and structural controls on the development of 942porphyry Cu±Mo±Au deposits, in Richards, J.P., and Tosdal, R.M., eds., Structural controls on 943ore genesis",* Society of Economic Geologists, Reviews in Economic Geology 14 (2001) 157–181.

[38] Hedenquist J.W., Arribas A.R., Gonzalez-Urien E., *"Exploration for epithermal gold deposits. In: Hagemann, S. G., Brown, P. E., (Eds). Gold in 2000",* Reviews in Economic Geology, 13 (2000) 245-277.

[39] Corbett G.J., *"Structural controls to, and exploration for, epithermal Au-Ag deposits",* Australian Institute of Geoscientists Bulletin 56 (2012) 43-47.

[40] Dong G., Morrison G., Jaireth S., *"Quartz textures in epithermal veins, Queensland – Classification, origin and implication",* Economic Geology, 90 (1995) 1841-1656.

[41] Moncada D., Mutchler S., Nieto A., Reynolds T.J., Rimstidt Bodnar R.J., *"Mineral textures and fluid inclusion petrography of the epithermal Ag–Au deposits at Guanajuato, Mexico: Application to constraintsfrom collisional and earlier deformation",* International Journal of Earth Sciences 94 (2005) 401–19.

[21] Kazemi K., Kananian A., Xiao Y., Sarjoughian F., *"Petrogenesis of Middle-Eocene granitoids and their Mafic microgranular enclaves in central Urmia-Dokhtar Magmatic Arc (Iran): Evidence for interaction between felsic and mafic magmas",* Geoscience Frontiers 10 (2019) 705-723.

[22] Amini B., Amini M., *"Geological quadrangle map of Kajan 1:100, 000"*, Geological Survey of Iran, (2003).

[23] Craig J. R., Vaughan D. J., *"Ore microscopy and ore petrography",* Canada (1994) 434 pp.

[24] Shimizu T., *"Reinterpretation of quartz textures in terms of hydrothermal fluid evolution at the Koryu Au-Ag deposit, Japan"*, Economic Geology 109 (2014) 2051–2065.

[25] Middlemost E.A.K., *"Naming materials in the magma/igneous rock system"*, Earth Sciences Reviews 37 (1994) 215–224.

[26] Zamanian H., Rahmani Sh., Jannessary M., Zareii Sahamieh R., Borna B., *" Ore-genesis study of the Cu-Au vein deposit in the Tarom-granitoid (North Zanjan) based on mineralogical, geochemical and fluid inclusion evidences (in Persian)",* 98:25 (2016) 255- 282.

[27] Sun S., McDonough W.F., *"Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. In: Saunders, A.D., Norry, M.J. (Eds.)",* Magmatism in the Ocean Basins", 42. (1989) Geological Society (London), Special Publication, pp. 313–345.

[28] Wang R., Richards J.P., Hou Z., Yang Z., Dufrane A., *"Increased magmatic water content—the key to Oligo–Miocene porphyry Cu–Mo ± Au formation in the Eastern Gangdese Belt, Tibet",* Economic Geology. 109 (2014) 1315–1339.

[29] Richards J.P., Spell T., Rameh E., Razique A., Fletcher T., *"High Sr/Y magmas reflect arc maturity, high magmatic water content, and porphyry Cu ± Mo ± Au potential: examples from the Tethyan arcs of Central and Eastern Iran and Western Pakistan",* Economic Geology 107 (2012) 295–332.

[30] Yermakov N.P., *"Research on the Nature of Mineral forming Solutions",* Pergamon Press, Oxford, (1965) pp. 3—348.

[31] Rusk B., Reed M., *"Fluid Inclusion Evidence for Magmatic-Hydrothermal Fluid Evolution in the Porphyry Copper Molybdenum Deposit at Butte,*

*Deposit, Subvolcanic Intrusion-related of Intra-arc Extensional Setting, Northwest Mahneshan, Iran",* Earth sciences, 24 (2014) 329-348.

[46] Robb L.J., *"Introduction to ore-forming processes",* Blackwell science, Victoria, (2005) 373 pp.

[47] Yang Z., Hou Z., Xu J., Bian X., Wang G., Yang Z., Tianf S., Liu Y., Wang Z., *"Geology and origin of the post-collisional Narigongma porphyry Cu–Mo deposit, southern Qinghai, Tibet",* Gondwana Research. 26 (2014) 536–556.

[48] Zheng Y., Sun X., Gao S., Zhao Z., Zhang G., Wu S., You Z., Li J., *"Multiple mineralization events at the Jiru porphyry copper deposit, southern Tibet: implications for Eocene and Miocene magma sources and resource potential",* Journal of Asian Earth Sci. 79 (2014) 842–857.

[49] Wilkinson J.J., *"Fluid inclusions in hydrothermal ore deposit"*, Lithos 55 (2001) 229-272.

*exploration",* Journal of Geochemical Exploration 114 (2012) 20–35.

[42] Carrillo Rosúa F.J., Morales Ruano S., Boyce A.J., Fallick A.E., *"High and intermediate sulphidation environment in the same hydrothermal deposit: the example of Au-Cu Palai-Islica deposit, Carboneras (Almería)".* Millpress, Rotterdam (2003) 445-448.

[43] Kuhestani H., Ghaderi M., Emami MH., Zao Kh., *"The Chah zard deposit: Ag-Au epithermal mineralization with bereciation host rock in the central part of the Urumieh- Dokhtar belt"*, earth sciences, 22 (2013) 9-24.

[44] Fazli N., Ghaderi M., *"Petrogenesis, alteration and mineralization of the Narbaghi Cu-Ag deposit, NE Saveh, central part of the Urumieh-Dokhtar magmatic arc"*, 18th Iranian Geological Society Conference, 2014.

[45] Heydari M., Ghaderi M., Kuhestani H., Hosseni M., *"Touzlar Epithermal Au-Ag (Cu)*